

T. WIESER

SKAŁY MAGMOWE BACHOWIC

(Tabl. IX—X i 2 rys.)

Магматические горные породы Баховиц

(Таб. IX—X и 2 рис.)

The igneous rocks of Bachowice (Western Carpathians)

(Pl. IX—X and 2 fig.)

Streszczenie. Głazy skał magmowych, pochodzące z odkrywek w Lesie Bachowskim (półn. część ark. Wadowice) poddane zostały opracowaniu petrograficznemu i częściowo rozbirowi chemicznemu. Skonstatowano obecność: górnokredowych skał tufowych o chemizmie głównie dacytowym; spilitów tworzących synchroniczne wylewy podmorskie; pewnej odmiany bazaltu, jak również skał głębinowych z szeregu granodioryt-dioryt. Wymienione skały występują wśród pstrych łupków ilastych i zielonawych margli łupkowych wieku dan-paleocen. W ich towarzystwie spotykane są ponadto skały osadowe, gł. wapienne, mezozoicznego wieku, o dość pełnym wykształceniu stratygraficznym.

I. Wstęp

Mało znanych jest w Karpatach miejsc występowania egzotyków z tak licznie reprezentowanymi i petrograficznie różnorodnymi gławami egzotycznymi jak punkt w Lesie Bachowskim. Dzięki swemu położeniu w niewielkiej, bo zaledwie kilku kilometrowej odległości od północnej granicy kompleksu fliszowego (ok. 6-ciu km na S od Spytkowic i 10 km na NNE od Wadowic) i nagromadzeniu m. i. również skał osadowych, bogatych w skamieniałości, znalezisko to przybiera znaczenie zupełnie wyjątkowe. Nic więc dziwnego, że przyciągało ono uwagę wielu geologów, w osobach: Bartoneca, Tietze'go, Szajnochy i in. Pierwszą opublikowaną wiadomość podaje E. Tietze (1891, s. 24) w swym opisie bloków egzotycznych z Bachowic. Autor ten stwierdza obecność m. i. granitów a także problematycznych skał tufowych i stara się wyjaśnić ich pochodzenie.

W ostatnich latach stanowisko stratygraficzne i tektoniczne skał bachowickich stało się tematem badań prof. M. Książkiewicza. W Lesie Bachowskim wykonane zostały liczne sztuczne odsłonięcia, które dostarczyły wiele interesującego materiału badawczego.

Część tych materiałów, obejmujących skały magmowe, została mi użyczona do opracowania przez prof. M. Książkiewicza za co składam Mu serdeczne podziękowanie. Czuję się również wielce zobowiązany wobec prof. A. Gawała, który nie szczędził mi cennych uwag w toku wykonywania analiz chemicznych.

II. Warunki geologiczne występowania

Egzotyki Lasu Bachowskiego występują w postaci głazów lub bloków od kilku centymetrowej do blisko metrowej i większej średnicy. Brak śladów obróbki mechanicznej jak i znaczniejszych zmian wietrzniowych na ich powierzchni wskazuje na krótki okres oddziaływania czynników wietrzennych, silnie skróconą drogę transportu i szybką sedymentację. Tego rodzaju warunki najłatwiej powiązać można z krótkotrwałą abrazją wysokiego brzegu morskiego. Ostrokrawędzistość bloków lub drobnych głazów jak również wielokrotnie spotykana znikoma ich zwięzłość (por. tufy i tufity) wykluczają zatem możliwość jakichkolwiek większych przemieszczeń przed i po osadzeniu, np. w związku z dyslokacjami tektonicznymi.

Osady, w których opisywany materiał egzotyczny sedymentował przedstawiają czerwone, zielone i szare łupki ilaste oraz zielonkawe margle łupkowe (p. M. Książkiewicz, 1951, s. 76). Wiek obu tych skał jest b. zbliżony. Występowanie w łupkach otoczków wapieni senońskich i rodzaj mikrofauny otwornicowej łupków i podścielających margli świadczą za ich przynależnością wiekową do danu lub paleocenu (M. Książkiewicz, l. c., s. 78).

Pstre łupki i margle stanowią część serii podśląskiej. Tektonicznie wchodzi one w skład łuski Radoczy-Bachowskiego Lasu, elementu tektonicznego przynależnego do płaszczowiny podśląskiej (M. Książkiewicz, l. c., s. 214).

III. Opis petrograficzny

Skały magmowe Bachowic podzielić można na dwie wyraźnie od siebie odgraniczone grupy skał:

- 1) grupa skał wulkanicznych wzgl. wylewnych
- 2) grupa skał plutonicznych albo głębinowych

W obrębie pierwszej z tych grup reprezentowane są skały będące produktami pełnego cyklu erupcji wulkanicznych. Należą tu materiały piroklastyczne o chemizmie ogólnie dacytowym, lawy spilitowe i skała bazaltowa. Ta ostatnia wiąże się bądź z odrębnym etapem działalności wulkanicznej bądź też z odmiennymi warunkami termodynamicznymi w obrębie jednej i tej samej ekstruzji. Przedstawicielami drugiej grupy skał są tonalit i dioryt, asocjacja typów petrograficznych skał genetycznie ściśle związanych.

1. Skały wulkaniczne Bachowic

A. Tufy i tufity

Do niewątpliwie najpospolitszych skał wśród egzotyków bachowickich należą skały tufowe. Przybliżone szacowania ilościowe pozwalają określić ich udział wśród przejrzaných okazów na ok. 80% wszystkich egzotyków magmowych. Te piroklastyczne produkty erupcji podzielić można w zależności od składu poszczególnych frakcji wielkościowych materiałów sypkich i zawartości domieszek terrigenicznych na następujące kategorie:

- a) brekcje tufitowo-lawowe
- b) tufity lapilowe
- c) tufy i tufity piaskowe
- d) tufy i tufity popiołowe

Podane skały tufowe, a w szczególności ostatnia ich kategoria, tworzą wszelkie możliwe przejścia przez skały mieszane, np. wapienie tufitowe, do czystych wapieni i skał jaspisowych wytraconych na drodze chemicznej.

a) Brekcje tufitowo-lawowe

Są to skały barwy ceglasterwonej, polimiktyczne, w których już makroskopowo można wyróżnić ilościowo przeważające, ostrokrawędziste fragmenty spilitów obok rzadszych tufitowych i rekrystalizowanych skał wapiennych. W roli allogenicznej przymieszki widoczne są ziarna półotoczonego, gruboziarnistego piasku lub psefitu kwarcowego. Maksymalne wymiary ułamków skał spilitowych itp. nie przekraczają 4-ch cm średnicy. Ze względu na brak jakiegokolwiek segregacji wielkościowej składników istnieje miarowe przejście od tych gruboklastycznych okruchów do zupełnie drobnego materiału, powstałego z rozkruszenia grubszego (pod wpływem falowania morskiego w pobliżu linii brzegowej?). Frakcja pelitowa składa się z drobniejszych okruchów ciasta skalnego, częściowo szklistego, dalej z kryształów skaleni, ziarenek kwarcu, rud i kalcytu. Te ostatnie tworzą powłoczki (getyt) lub korrodują (kalcyt) ziarna, w szczególności skaleni. Struktura mieszana, ogólnie psefitowa. Tekstura bezkierunkowa.

Szczególne znaczenie posiadają występujące w brekcji ułamki skały spilitowej, identycznej z opisaną dalej lawą spilitową. Składa się ona również z listewek albitu, decydujących o powstaniu typowej budowy intersertalnej lub ściślej apointersertalnej, z uwagi na przeobrażenie masy szklistej i ew. mikrolitów. Tym sposobem wszelkie „interstitia“ między ziarnami głównych składników wypełnione zostały przez wodorotlenki żelaza, krzemionkę, leukoksen i in. syn- lub epigenetyczne produkty ekschalacji lub przeobrażeń. Przykłady metasomatozy kalcytowej obejmującej początkowo tylko żerdki albitu, a następnie rozszerzającej się żyłkowo redukując niezmienione partie do minimum, są powszechne. Wśród innych produktów przeobrażeń zauważono leptochloryty, chalcedon i zeolity. Jako wypełnienia wakuoli obok kalcytu widoczne są robakowate impregnacje chalcedonowe. Dodać należy, że okruchy podobnej skały spilitowej zauważone zostały również, jakkolwiek w drobnych ilościach, wśród drobnoklastycznych skał tufowych.

Okruchy skał tufowych należą przeważnie do tufów piaskowych, gł. „kryształowych“, z których, drogą desintegracji granularnej pochodzą m. i. ziarna skaleni i ciasta skalnego spotykane w spoiwie brekcji. Ta psamitowa frakcja tufów, w tym samym wykształceniu litologicznym, jest główną częścią składową wielu innych osadów piroklastycznych. Cechuje ją, obok obecnych zalbityzowanych lub całkowicie zkalcytowanych ziarn plagioklastu, występowanie licznych fragmentów ciasta skalnego o budowie pilotaksytowej, mikrolitowej, felzytowej i in.

Analogiczny stopień dezagregacji law spilitowych i tufów wskazuje na ścisły związek wiekowy obu tych skał, mechanicznie nietrwałych.

Domieszka materiału terrigenicznego w postaci ziarn kwarcu, ułamków kwarcytów o budowie suturowo-mozaikowej oraz rogowców chalcedonowych, o średnicy do 1 cm, może wskazywać w pewnym stopniu na bliskość brzegu i bazalne położenie brekcji względem kompleksu skał tufowych. Ostrokrawędziste okruchy drobno- lub gruboziarnistego wapienia syngenetycznego (straconego na drodze chemicznej) są wskaźnikiem dość burzliwych warunków sedymentacji.

W charakterze drobniejszej, pelitowej, frakcji spajającej materiał gruboklastyczny obecny jest w pierwszym rzędzie kalcyt, wodorotlenki żelaza i substancje ilaste. Tu i ówdzie widoczne substancje leptochlorytowe mają często postać sferokryształów. Część kalcytu powstała drogą metasomatozy cząstek popiołowych lub piaskowych, część zaś pochodzi z precypitacji na drodze nieorganicznej.

b) Tufity lapillowe

T u f i t y l a p i l l o w e są brekcjami monomiktycznymi, barwy oliwkowo-szarej, cechującymi się dość dużą spoistością i brakiem uwarstwienia. Nieotoczone fragmenty skały spilitowej mają tu wielkości grochu do orzecha laskowego (maks. do 2 cm średnicy), a zatem rozmiary ściśle odpowiadające tzw. lapillom. Spoiwo jest typu bazalnego i korrozyjnego, złożone niemal wyłącznie z mułku kalcytowego z domieszką piaskowej lub popiołowej frakcji materiału klastycznego.

Ułamki spilitów, różniące się dość znacznie budową i stopniem przeobrażenia, pochodzą zapewne z różnych partii wylewów spilitowych. Najczęstszą jest w nich struktura apointersertalna zwana też wprost „spilitową“. Mesostasis uprzednio szklista uległa tu kompletnej lub częściowej metasomatozie rudnej (akcja fumarolowa) równoległe z jej dewitryfikacją, albityzacją a następnie chlorytyzacją i kalcytyzacją. Tekstura spilitów jest porowatą lub rzadziej migdałowcową. Nieprawidłowe w swej postaci pory (wakuole) są wypełnione delessytem, podczas gdy właściwe migdały posiadają tylko wyścielenia ścian z tego minerału. Wnętrze migdałów zajmuje jeden lub kilka osobników kalcytu. Afirowe ciasto skalne spilitów zbudowane jest głównie z tkaniny żerdeń zalbityzowanego plagioklaz, przeobrażającego się w delessyt lub rzadziej w kalcyt. W przypadku niemal afanitycznego wykształcenia składników (budowa mikrolitowa) mikrolity skaleni ulegają łatwiej rudnej metasomatozie, postępującej od zewn., rudnej, skorupy lapilli. Minerale rudne sądząc z ich cech optycznych należą do getytu, którego górną granicą powstawania jest temp. ok. 130°C.

Spoivo tufitów jest jak już wspomniano typu bazalnego, miejscami korrozyjnego, prawie wyłącznie złożone z panksenomorficznego agregatu ziarn kalcytu z domieszką drobnych okruchów pelitu i piasku wulkanicznego a także subst. leptochlorytowych, ilastych i rud.

Brak fragmentów skał kwaśniejszych, porfirytowych, w tufitach lapillowych wydaje się wskazywać na ich wcześniejsze powstanie zwłaszcza gdy uwzględnimy fakt występowania okruchów spilitu w tufitach i tufach porfirytowych (gł. piaskowych). Tufit lapillowy jest najprawdopodobniej produktem dezagregacji zewnętrznych partii potoków spilitowych pod wpływem raptownej kontrakcji, wywołanej zetknięciem się gorącej lawy z wodą.

Dla porównania przebadany został również tufit lapillo w o-
piaskowy z Bugaja, k. Lanckorony, stanowiący przejściowe ogniwo
do tufów i tufitów piaskowych. Różni się on od bachowickiego przede
wszystkim brakiem ułamków spilitów. Makroskopowo wyróżnia się grubą
łupkowatością oraz plamistym, ceglastofioletowym i zielonawym lub
żółtoszarym zabarwieniem. Zarówno mikroskopowe jak i makroskopowe
obserwacje odnośnie składu granulometrycznego ujawniają brak jakiejkolwiek
segregacji wielkościowej materiału piroklastycznego, którego
ziarna wahają się w granicach 0,05—20 mm średnicy. Struktura krystalodo-
litoklastycznej. Stosunek „kryształów“ do ułamków law wynosi ilo-
ściowo ok. 2 : 1. W roli tzw. kryształów najczęściej spotykany jest plagiok-
klaz o składzie do 42% An, ulegający zwłaszcza w drobnych ziarnach kal-
cytyzacji, poprzedzonej przez albityzację. Rzadszy biotyt, ma postać pseu-
doheksagonalnych blaszek o silnym pleochroizmie, wg X — żółtawy, Y,
Z — oliwkowy do ciemnoczerwonobrunatnego. Amfibol jest niemal cał-
kowicie przeobrażony w getyt i kalcyt. Zauważone zostały ponadto pojed-
yncze przekroje kwarcu i sanidynu.

Wśród okruchów ciasta skalnego panuje typ wykształcenia — fel-
zytowy, rzadziej trachitowy, sferolitowy i mikropoikilitowy. Odmiany
o budowie mikrolitowej i nawitowej są zupełnie sporadyczne.

Rodzaj spoiwa w tej skale jest dość różnorodny. Na obszarze ja-
snych, ogólnie szarawych, plam widzimy pod mikroskopem strukturę
typu „Fontainebleau“ (ros. pojkiloklastyczna) z dominującym kalcytem
obok subst. leptochlorytowych i ilastych. Ceglasto-fioletowe partie po-
siadają podobną lecz mniej wyraźnie wykształconą budowę, wobec ilo-
ściowo uboższego cementu kalcytowego. Barwę swoją zawdzięczają one
getytowi lub hydrogetytowi, tworzącemu najchętniej obwódki na ziar-
nach piasku wulkanicznego lub rzadziej oddzielne ziarna.

c) Tufy i tufity piaskowe

Tufity piaskowe Bachowic w typowym wykształceniu przed-
stawiają skały barwy czerwono-brunatnej z fioletowym odcieniem. Mniej
lub lepiej widoczne uwarstwienie tych skał, poprzeczne do niego diagene-
tyczne żyłki kalcytowe oraz szorstki, piaskowcowy dotyk oto dalsze naj-
częstsze cechy makroskopowe tych skał. Struktura ich jest litokrystallo-
klastyczną (za P i r s s o n e m). Z piroklastycznych składników przewa-
żają tzw. kryształy nad ułamkami law (gł. ciasta skalnego). Wielkość tych
składników waha się zazwyczaj w granicach 0,1—0,75 mm (śr. 0,35 mm)
lub 0,05—0,3 mm (śr. 0,15 mm). Przewagę zatem mają frakcje tzw. dro-
bnoziarnistego (0,1—0,25 mm średnicy) lub średnioziarnistego (0,25 do
0,5 mm) piasku wulkanicznego.

Bardzo znaczną większość w obrębie kategorii „kryształów“ tworzą,
b. często idiomorficzne, ziarna plagioklazu. Pokrój tego minerału jest
płytkowy do żerdkowego. Zewnętrzny wygląd mikrotynowy. Z pier-
wotnych wrostków widoczne są jedynie igiełki i słupki apatytu oraz in-
kluzje gazów i częstego szkliwa. Przeobrażenia są pospolite. Znajdują się
one w różnym stadium rozwojowym i to zarówno w różnych próbkach jak
i w tym samym preparacie. Najpospolitszą jest kalcytyzacja, z reguły po-
przedzona przez albityzację (uw.: obecność ciągłych i wyraźnie widocz-

nych powłok rudnych na ziarnach wyklucza możliwość superpozycji kalcytu ze spoiwa). Zeolityzacja zdarza się tylko sporadycznie. Ze zbliżniczeń poza albitowym zauważono jedynie peryklinowe i karlsbadzkie. Prażki albitowe są niekiedy nie ciągle, przerywane. Budowa zonalna na ogół słabo wykształcona (wahania w zakresie zaledwie paru % An) i rzadko spotykana. Kąty znikania na przekrojach z pasa [010] odpowiadają maks. zawartości do 46% An (zasadowy andezyn).

Z innych skaleni poznany został bez porównania rzadszy sanidyn. Pokrój tego minerału jest płytkowy. Mniej świeży i szklisty wygląd łączy się z procesami przeobrażeniowymi jak albityzacja, rzadziej hematytyzacja lub zeolityzacja. Karbonatyzacja widoczna tylko w zaczątkach. Wrostki gazów i szkliwa powszechne. Niezbliźniaczony.

Biotyt występuje w różnych tufitach w dość różnej proporcji względem innych składników. Jego idiomorficzne blaszki są często powyginane, a w niektórych przypadkach w b. znacznym stopniu zmetasomatyzowane przez rudy. Pleochroizm wybitny: X — żółty, Y, Z — ciemnobrunatny z zielonym odcieniem.

Obecny w niektórych próbkach tufitów (bogatszych szczególnie w sanidyn i biotyt) kwarc jest bądź pochodzenia terrigenicznego, bądź też eruptywnego (por. kwarcie głębinowe z porfirów, np. miękińskiego). Znamionuje go wyraźna kataklaza objawiająca się w falistym znikaniu i słabo zaznaczonej budowie mozaikowej. Prakryształów kwarcu w okrucach ciasta skalnego nie zauważono.

W dwukrotnie mniejszej ilości od opisanych „kryształów“ występują w omawianych skałach tufowych ułamki skał wylewnych, obejmujące najczęściej fragmenty samego tylko ciasta skalnego lub rzadziej ciasta skalnego wraz z prakryształami. O wielkiej ich zmienności strukturalnej i częściowo chemicznej świadczy kilka podanych niżej przykładów: ciasto skalne o budowie *insertalnej*, z żerdkami plagioklazów na tle zgetytyzowanej mesostasis; ciasto o budowie *felzytowej*, bogate w rudy i zeolity z nielicznymi żerdkami skalenia i prakryształami przeobrażonego w zeolity i opal — amfibolu; ciasto o tej samej budowie lecz z częściowo zachowanymi sferolitami (granosferyty), bogate w mikrolity, zeolity oraz delessyt; ciasto *felzytowe* ze zuralityzowanymi piroksenami i dużymi ziarnami rud a także injekcjami kalcytu; ciasto *drobnomikrogranitowe* do *felzytowego* z prakryształami sanidynu; ciasto o budowie *trachitowej* i teksturze potokowej, z b. licznymi listewkami skaleni i o silnej impregnacji żyłkami kalcytowymi; ciasto o budowie *sferolitowej*, przejęte gęsto rudami i zeolitami.

Wszystkie wymienione okrucy skał wylewnych są otoczone powłokami wodorotlenków żelaza, a niekiedy również i kalcytu. Spoiwo jest typu bazalnego (ok. 30% pow. preparatu) i przedstawia sobą gruboziarnisty agregat kalcytu. Brak wyraźnych miejsc styku ziarn i obecność wspomnianych powłok przemawiają za powstaniem części spoiwa jeszcze przed właściwą sedymentacją i diagenезą osadu. Grube stosunkowo obwódki wodorotlenków żelaza na piasku wulkanicznym, bez względu na jego skład chemiczny i ładunek, związane są raczej z absorbcją przez kohezję. Przemawiałoby to za pochodzeniem rud z ekshalacji podmorskich, mniej zaś za selektywnym zazwyczaj strąceniem elektrostatycznie naładowanych zoli wodorotlenków Fe, pochodzenia lądowego. Częsta obec-

ność powłok drobnoziarnistego kalcytu świadczy za silnym przesyleniem wody morskiej kwaśnym węglanem wapnia i strąceniem jego pod wpływem np. ekshalacji amonowych, burzenia wody lub jej ogrzania w trakcie erupcji podmorskich. Dalszy rozwój spoiwa kalcytowego miał miejsce już w świeżo sedymentowanym, bogatym w próżnie i stąd łatwo infiltrowanym osadzie. Warunki te w wybitnym stopniu wpłynęły na gruboziarnistość spoiwa.

Stosunkowo daleko posunięta segregacja wielkościowa oraz częściowo jakościowa (por. ubóstwo biotyту) materiału piroklastycznego pozwala przypuszczać, że wobec znikomo mała prawdopodobnej selekcji w chmurze erupcyjnej zasadniczym czynnikiem segregującym były ruchy wody morskiej.

Inny tufit piaskowy, poznany z Lasu Graboszyckiego, oddległego o ok. 4—5 km, jest w przeciwieństwie do typowych tufitów bachowickich pozbawiony niemal uwarstwienia i znacznie słabiej przesegregowany. W grubszych zarysach, w skale tamtejszej, dominują dwie frakcje: grubsza, złożona prawie wyłącznie z okruchów ciasta skalnego, o średnicy 0,5—2 mm i drobniejsza, składająca się przeważnie z „kryształów“ i przynależna głównie do grubego mułku i drobnoziarnistego piasku (0,01—0,5 mm). Struktura tufitu jest litokrystaloklastyczną.

W składzie frakcji „kryształowej“ na pierwszy plan wysuwa się plagioklaz. Minerale ten jest zazwyczaj przeobrażony w kalcyt lub albit, względnie oba te minerały jednocześnie. Z innych produktów przemian zdarzają się również zeolity, chalcedon i leptochloryty. Te ostatnie wraz z kalcytem, pospolite są zwłaszcza w obrębie prakryształów spotykanych w większych okruchach ciasta skalnego (wcześniejszy etap przeobrażeń). Leptochloryty należą do turyngitu ($N\beta \cong N\omega$ kalcytu = 1,65—1,66; dwójłomność = 0,004; silna ciemnozielona absorbcja) lub do delessytu. Kąty znikania w plagioklazach wskazują na zawartość w nich maks. do 46% subst. An. Budowa zonalna niekiedy doskonale zaznaczona.

Skaleń potasowy nie różni się od napotykanego w tufitach bachowickich.

Kwarc obecny jest w ziarnach ostrokrawędzistych ze słabo zaznaczonym falistym znikaniem światła i budową mozaikową. Niektóre jego ziarna są pozbawione wrostków szkliwa zawierając w ich miejsce smugi inkluzji cieczy i gazów. Gruba powłoczka kalcytowa przemawia raczej za terrigenicznym pochodzeniem kwarcu (znajdującego się na drugorzędym złożu?).

Biotyt ma postać blaszek zwykle nieco uszkodzonych, tj. wygiętych lub rozszczepionych i znajdujących się w początkowych stadiach chloryzacji. Obwódka opacytowych brak. Z wrostków widoczny jest jedynie apatyt.

Z innych ciemnych minerałów wymienić należy pirokseny i amfibole, poznane wyłącznie jako prakrystały w ułamkach ciasta skalnego. Identyfikacja tych minerałów jest b. utrudniona ze względu na całkowitą ich pseudomorfizację przez rudy, chalcedon (w amfibolu) i kalcyt (w piroksenie). Możliwa jest ona tylko dzięki zachowanym jeszcze 6-cio i 8-mio bocznym konturom.

Wśród składników akcesorycznych zwraca uwagę wysoka zawartość hematytu, wzgl. martytu, występującego w dużych do 0,2 mm średnicy ziarnach.

Osobliwością dla tej odmiany tufitu jest jednak przede wszystkim obecność różnorodnych i niekiedy świetnie zachowanych ułamków ciasta skalnego. Stopień tej świeżości zachowania jest ogólnie funkcją stopnia impregnacji rudami i po części kalcytem.

Z ułamków skał o teksturze bezkierunkowej zauważono fragmenty o budowie porfirowej z felzytowym do mikrogranitowego ciastem skalnym. Prakryształy plagioklazu podobnie jak i biotyту, pozbawionego obwódek opacytowych, często uderzają w nich swoją świeżością. Pochodną zapewne jeszcze bardziej kwaśnych schizolitów (keratofirów lub albitofirów kwarcowych) jest struktura mikropoikilitowa. Ciasto skalne w tym przypadku wydaje się być złożonym z zespołu allotriomorficznych ziarn kwarcu wzgl. albitu, o średnicy do 0,1 mm. Na tle ich widoczna jest wielka ilość „wrostków“, należących do ziarenek rud, leukoksenu, blaszek leptochlorytu i do mikrolitów słupkowych apatyту, albitu wzgl. sanidynu. Część rud tworzy pseudomorfozy po igielkowych mikrolitach piroksenu. Prakryształy plagioklazu są na ogół świeże i otoczone obwódką albitową. Ułamki ciasta znamienne występowaniem b. licznych, kwadratowych lub prostokątnych przekrojów zalbityzowanych plagioklazów, spojonych brunatnym zdewitryfikowanym szkliwem, posiadają cechy tzw. budowy nawitowej. Poza albityzacją prakryształów plagioklazu widoczne są przeobrażenia w kalcyt i leptochloryty. Budowa intersertalna, lub ściślej apointersertalna (spilitowa) jest zawsze typu afirowego. Płytki i żerdki zalbityzowanego, zkalcytyzowanego lub rzadziej zchlorytyzowanego plagioklazu tworzą tu sieć lub pilśń, w której „interstitia“ wypełnione są prawie całkowicie zmetasomatyzowanym przez rudy szkliwem. Rzadziej reprezentowana budowa mikrolitowa polega na obecności obok zdewitryfikowanego szkliwa b. licznych, rozbieżnie ułożonych, pręcikowych mikrolitów skaleni i rzadszych składników femicznych. Prakryształami są tu duże ziarna rud i zchlorytyzowanych plagioklazów. Słabo zaznaczoną tendencją do potokowego ułożenia posiadają ułamki o strukturze pilotaksytowej, typu porfirowego lub afirowego. Ciasto w nich składa się prawie wyłącznie z mikrolitów plagioklazów z podrzędną ilością przeobrażonych w rudy mikrolitów augitu?, biotyту oraz rud. W niektórych ułamkach o tej strukturze pojawiają się prakryształy plagioklazu, przeobrażonego w kalcyt lub kalcyt i turyngit, a także delessyt. Zauważone zostały również wakuole, często wypełnione delessytem, a niekiedy i większe kryształy amfiboli, przeobrażonych w rudy i kalcyt. Pokrewnego typu ciasto hialopilitowe lub apohialopilitowe wyróżnia się przewagą szkliwa przeobrażonego zazwyczaj w kryptokrystaliczny zespół ziarn skaleni i kwarcu. Pręcikowe mikrolity plagioklazu są tu mniej liczne. Towarzyszą im drobno rozsiane ziarenka rud. Prakryształy plagioklazu są albo nieprzeobrażone albo też zkalcytyzowane. Prakryształy amfibolu, o charakterystycznych zarysach są zawsze przeobrażone w rudy. Zdewitryfikowane szkliwo przeobraża się niekiedy lokalnie w skupienia leptochlorytów. Do struktur o wyraźnie potokowej teksturze należy ciasto wifirowe, z często zaznaczoną budową ataksytową. Na tle mikrofelzyto-

wej masy, reagującej tylko miejscami na światło spolaryzowane, widoczne są tu pasma b. licznych i drobnych ziarenek rud, dalej, prakryształły plagioklazu przeobrażonego w kalcyt i sferokryształły leptochlorytu oraz ułamki szkliwa o zupełnie odmiennych strukturach. Fragmenty skał o tego rodzaju budowie pochodzą niewątpliwie z szybko zastygłych partii zewnętrznych, skorupowych, potoków. Ciasto o budowie trachitowej zawdzięcza swój wygląd subparalelnemu ułożeniu dużych listewek albitu, bez udziału szkliwa jako mesostasis. Zwraca uwagę duża zawartość większych, izometrycznych ziarn rud.

Z wymienionych rodzajów struktur do najpospolitszych w kolejności częstości ich występowania należą: felzytowa, pilotaksytowa wraz z apohialopilitową, mikropoikilitowa oraz nawitowa wraz z apointersertalną. Struktury mikrolitowe, wicrofirowe i trachitowe należą do rzadkości.

Spoiwo tufitu również i w tym przypadku jest kalcytowym. Część spoiwa kalcytowego tworzy obwódki o budowie promienistej, szczególnie na większych ziarnach piasku. Na nich to można niekiedy doliczyć się 2-ch lub 3-ch takich obwódek, przedzielonych cienkimi i nieciągłymi powłokami rudnymi, wskazującymi na przerywane, rytmiczne wytrącanie się CaCO_3 . Struktura spoiwa jest krustyfikacyjną do poikiloklastycznej („Fontainebleau“). Przytoczone dane przemawiają za bardziej niespokojnym środowiskiem sedymentacyjnym, tj. za parokrotną redypozycją materiału piroklastycznego w tuficie Lasu Graboszyckiego. Poza tym zgodność składu tego tufitu z bachowickimi jest godną podkreślenia.

Ważnym z punktu widzenia korelacji jest przytoczony niżej opis tufitu piaskowego z Bugaja, k. Lanckorony, b. podobnego do skał opracowanych wcześniej przez A. Gawła (A. Gawęł, M. Książkiewicz, 1936, s. 602). Tufit ten, o plamistym zabarwieniu (zielonawo- lub żółtoszare plamy na tle rzadkich, niekiedy nieobecnych, partii ceglastofioletowych) poprzecinany jest żyłkami kalcytu i pozbawiony nawet śladów uwarstwienia. Genetycznie żyłki kalcytowe wiążą się zapewne z kontrakcją osadu w czasie jego dehydratyzacji i rekrytalizacji.

W skład frakcji klastycznej tufitu wchodzi piasek wulkaniczny o średnicy okruchów od 0,05 do 1 mm, śr. 0,1—0,3 mm, pośród których ułamki lub całe „kryształły“ przeważają nad fragmentami law w stosunku jak 2 : 1. Struktura skały jest zatem litokrystaloklastyczną.

Wśród „kryształów“ b. silnie przeważa plagioklaz o zaw. 46—51% An. Zbliżniaczony jest on albitowo rzadziej karlsbadzko i peryklinowo. Rzadki biotyt uległ w większości, przeobrażeniu w hydrobiotyt, polegającemu na obniżeniu się barw absorbcyjnych (z częstym zielonym odcieniem) i dwójłomności. Obecność tego rodzaju przeobrażeń hydratyzacyjnych wskazuje na długi okres sedymentacji tufitu. Ponadto stwierdzono istnienie b. nieznacznej domieszki materiału detrytycznego, lądowego, w postaci kwarcu i cyrkonu.

Pomiędzy przebadanymi ułamkami ciasta zauważono szczególnie częste odmiany struktur właściwych dla kwaśnych derywatów, w rodzaju budowy felzytowej i mikropoikilitowej. Znacznie rzadsze są natomiast struktury typu pilotaksytowego, sferolitowego i spilitowego. Ułamki ciasta podobnie jak i ziarna plagioklazu uległy albityzacji i w większym jeszcze stopniu kalcytyzacji, połączonej niekiedy z lokalnym wydzieleniem się chalcedonu.

Spoiwo w omawianym tuficie cechuje się dość dużą zmiennością nawet na małej przestrzeni, w zależności od panujących domieszek. Zasadnicze spoiwo jest kalcytowym typu bazalnego i poikiloklastycznego. Lokalnie może być jednakowoż częściowo lub całkowicie wyparte przez substancje ilaste i leptochlorytowe albo też przez wodorotlenki Fe, warunkujące swoją obecnością powstanie plamistości w tuficie.

Silna przewaga okruchów ciasta o budowie felzytowej, liczniejsze ułamki ciasta z budową mikropoikilitową i sferolitową, przy równoczesnym większym ubóstwie odmian ciasta o strukturze pilotaksytowej, mikrolitowej i spilitowej, wskazują na pokaźniejszy udział kwaśnych schizolitów (porfirytów kw., keratofirów kw. itp.). Okoliczność ta nie może być jednak podstawą do wyodrębnienia tufitów z Bugaja od podobnych skał z Bachowic z uwagi na identyczny rodzaj skaleni, biotyту i amfiboli oraz zbieżność wykształcenia strukturalnego ciasta skalnego.

Przejściowe stanowisko względem następnej kategorii tufów i tufitów popiołowych zajmują tufity piaskowo-popiołowe. Z Lasu Bachowskiego poznane zostały dwie odmiany tego rodzaju mieszanych tufitów.

Pierwsza zabarwiona intensywnie na czerwono-brunatną barwę posiada przełam płaskomuszłowy do ziemistego i swym wyglądem w silnym stopniu przypomina niektóre osady ilasto-piaskowcowe.

Pod mikroskopem uwidacznia się w tej skale budowa zlepieńcowata w związku z występowaniem kulistych lub elipsoidalnych fragmentów (o średnicy do 6 mm) innego tufu piaskowo-popiołowego o odmiennej proporcji popiołu i piasku wulkanicznego. Utwory te są przypuszczalnie natury konkrecyjnej albo też przedstawiają otoczone przy transporcie części wcześniej sedymentowanego i zdiagenezowanego osadu. W odróżnieniu od głównej masy spajającej tufitu, fragmenty te posiadają okruchy kryształów i ciasta skalnego w wyższym stopniu dyspersji i w ilości podrzędnej w stosunku do masy popiołowej. Ta ostatnia poza rzadkimi uławkami przeobrażonego szkliwa, z jeszcze zachowanymi krzywolinijnymi konturami, składa się głównie z produktów przeobrażeniowych materiału klastycznego, tj. ze subst. ilastych, krzemionkowych (chalcedon), wodorotlenków Fe, kalcytu oraz rzadszego zeolitu i delessytu.

Główna masa skały złożona jest z „kryształów“, o średnicy do 0,6 mm i dwukrotnie mniejszej ilości uławków ciasta, o średnicy do 1,2 mm. Spoiwem są produkty rozkładowe popiołu (subst. ilaste, chalcedon) oraz kalcyt i wodorotlenki żelaza. Struktura litokryształoklastyczna.

Wśród „kryształów“ również i tu na pierwszy plan wybija się plagioklaz. Pokrój jego ostrokrawędzistych lub zaokrąglonych przez resorbację magmową ziarn jest wyraźnie grubotabliczkowy. Wygląd mikrotynowy. Z wrostków zawiera apatyt, biotyt i szkliwo w formie „kryształów ujemnych“. Zazwyczaj jest w znacznym stopniu przeobrażony w kalcyt i albit, b. rzadko w chalcedon, zeolity lub leptochloryty. Karbonatyzacja poprzedzona jest przez albityzację. Budowy zonalne są rzadkie. Prostolinijne i szerokie prążki albitowe przemawiają za ogólnie jednorodnym i mało lepkiem stopem magmowym. Zawartość subst. anortytowej obliczona jako równa 37% An nie jest maksymalną, z uwagi na małą ilość zdatnych do pomiarów przekroji.

Rzadszy sanidyn ma postać idiomorficznych ziarn o płytkowym lub słupkowym pokroju. Na szklisty jego zewnętrzny wygląd nie wpływają nieliczne inkluzje gazów i szkliwa. Oddzielność wg (100) widoczna. Wyraźnych zjawisk przeobrażeniowych brak. Płaszczyzna osi opt. jest równoległa do (010).

Kwarc jest sporadycznym składnikiem frakcji „kryształowej“. Izometryczne jego ziarna są zazwyczaj skorrodowane. Faliste znikanie i budowa mozaikowa wyraźne.

Biotyt tworzy dość częste, idiomorficzne blaszki. Deformacje ich związane są z przypadkowym, punktowym naciskiem sąsiednich okruców. Z wrostków obecny jest apatyt i hematyt, związany z zapoczątkowanym w niektórych przekrojach miki procesem chlorytyzacji. Pleochroizm silny X — jasnożółty, Y, Z — ciemno oliwkowobrunatny z czerwonym odcieniem. Brak obwódek opacytowych i sagenitu wskazuje na brak oddziaływania kaustycznego magmy i reakcji utlenienia, mających normalnie miejsce w suchym stopie magmowym.

Amfibol jest znacznie rzadszym w porównaniu z biotytem. Tworzy on w większości przypadków pseudomorfozy po piroksenach typu uralitowego (pilśniowy lub równoległo-włóknisty agregat aktynolitu). Normalnie jest on przeobrażony w zespół ziarn rud i kwarcu. Z dodatkowych składników zauważono apatyt, hematyt i magnetyt przechodzący w getyt.

Ułamki law posiadają podobnie jak i w innych tufitach b. różnorodne wykształcenie strukturalne. Z rozpoznanych struktur silnie przeważa budowa felzytowa. Na tle panallotriomorficznego zespołu ziarn skaleni i kwarcu, z drobną tylko domieszką rud i ciemnych minerałów, występują tu prakryształy świeżego lub zalbityzowanego plagioklazu, a niekiedy również biotyty i uralitu (zmetasomatyzowanego powszechnie przez rudy). Budowa felzytowa tworzy przejścia do mikrogranitowej z drobnymi prakryształami sanidynu, kwarcu, plagioklazu i biotyty, a także do mikrofelzytowej i sferolitowej, cechujących się kryptokrystalicznym rozwojem ciasta, zawierającego prakr. plagioklazu (niekiedy z budową zonalną) i zuralityzowanego piroksenu. Ciasto o budowie trachitowej z wybitnie zaznaczoną teksturą równoległą, dzięki kierunkowemu ułożeniu żerdeń skaleni (oligoklazu i cz. sanidynu), posiada wyłącznie kryształy zalbityzowanego i nieco zkalcytyzowanego plagioklazu. Na ciasto pilotaksytowe składa się pilśniowa tkanina listewek skaleni, igiełek augitu i ziarn rud, a także prakr. piroksenu przeobrażonego w uralit lub włóknisty leptochloryt (delessyt). Pokrój listewkowy skaleni stoi w zgodzie z obserwowaną tu asocjacją skaleni i piroksenów. Ułamki z ciastem o budowie apointersertalnej są wyjąwszy żerdki plagioklazu zmetasomatyzowane rudami.

Druga odmiana tufitu piaskowo-popiołowego z Bachowic jest skałą barwy jasnoceglastoczerwonej o słabej cementacji, niewyraźnej laminacji i ukośnym uwarstwieniu.

Frakcja piroklastyczna składa się tu głównie z „kryształów“ o średnicy od 0,02 do 0,3 mm. Plagioklazy w przeciwieństwie do tychże skaleni innych odmian tufitów uległy jedynie częściowej lub całkowitej albityzacji. Kalcytu natomiast brak. Sanidyn rzadki, podobnie jak i biotyt. Liczniejsze są tym razem blaszki miki klastycznej (hydrobiotyt i hydro-

muskowit) i również terrigenicznego kwarcu. Wśród struktur ciasta w ułamkach law niemal jedyną jest budowa felzytowa.

Spoiwo złożone jest w zasadzie z produktów rozkładu popiołu wulkanicznego, jak subst. ilastych, krzemionkowych z dużą przymieszką wodorotlenków żelaza. Te ostatnie tworzą powłoczki na ziarnach piasku jak również lokalne nagromadzenia.

Większa domieszka materiału terrigenicznego, jak mik, kwarcu i po części iłu a także równoczesny brak kalcytu nadają tej skale specyficzne stanowisko. W odróżnieniu od poprzednich sedymentacja tego tufitu musiała się odbywać zapewne w dalszych od erupcji miejscach, w warunkach właściwych osadzaniu się materiałów drobnoklastycznych.

Wysoce niejednorodny skład, podobnie do pierwszej odmiany tufitu piaskowo-popiołowego z Bachowic, posiada analogiczna skała z Bugaja, k. Lanckorony. Charakterystyczną dla tego nieuwarstwionego, różowo-fioletowego tufitu jest jego plamistość, związana z lokalnymi infiltracjami kalcytowymi. Niejednorodność skały wynika z obecności chaotycznie rozmieszczonych wkładek lub porwaków popiołu (pelitu) wulkanicznego, wzbogaconego w wodorotlenki żelaza. W obrębie frakcji okrucowej fragmenty ciasta skalnego odgrywają zupełnie podrzędną rolę i uległy podobnie jak i większość kryształów częściowej lub kompletnej kalcytyzacji. Struktura krystaloklastyczna. Pomiary granulometryczne pozwoliły stwierdzić, że średnica okruców, wahająca się w granicach od 0,03 do 0,3 mm, śr. 0,1 mm, wyraźnie zmniejsza się w wkładkach bogatszych w popiół.

Pośród tzw. kryształów selekcja wielkościowa w kierunku drobniejszego uziarnienia i pokrojowa w kierunku wolniej opadających w wodzie postaci spłaszczonych była przyczyną pojawienia się, w wyższej aniżeli normalnie proporcji, takich minerałów jak sanidyn, kwarc i biotyt. Również i minerały akcesoryczne posiadające zazwyczaj drobne rozmiary ziarn uległy wzbogaceniu, a w szczególności rudy, wśród których zauważono m. i. ilmenit. Plagioklaz pozostający nadal najważniejszym składnikiem frakcji „kryształowej“ jest prawie z reguły przeobrażony w kalcyt, albit i znacznie rzadziej w chalcedon-kwarc oraz zeolity. Większość przekroi stanowią pełne pseudomorfozy kalcytu po plagioklazie. Inne składniki jak sanidyn, kwarc, biotyt nie różnią się od uprzednio opisanych. Z dodatkowych minerałów rozpoznanych w tym tuficie wymienić należy prenit oraz ilmenity z wyraźnymi obwódkami leukoksenu.

Fragmenty ciasta skalnego, sądząc z niezupełnie skalcytyzowanych przekroi, należały głównie do rodzaju struktury felzytowej.

Wspomniane już wkładki i nieregularne „porwaki“ popiołowe złożone są w istocie z drobno rozpylonych ułamków kryształów i ciasta. Ułamków szkliwa nie zauważono. W łączności z dużym stopniem dyspersji tego materiału piroklastycznego jest on silnie wzbogacony w wodorotlenki żelaza, tworzące powłoczki adsorbcyjne.

Spoiwo tufitu bugajskiego jest typu bazalnego i poikiloklastycznego. Przedstawia ono agregat ziarn kalcytu o blisko milimetrowej średnicy i nieregularnych, poligonalnych ograniczeniach.

d) Tufy i tufity popiołowe

Najbardziej typowy z nich, tuf popiołowy z Lasu Bachowskiego, cechuje makroskopowo: ceglastofioletowa barwa i wyraźne, regularne, uwarstwienie w postaci drobnej laminacji. Na płasko-muszlowych lub zadziorowych powierzchniach przełamu uwidacznia się zlewna, zbita budowa, świadcząca o wyjątkowo drobnym ziarnie i homogenicznym składzie tufu. Pod mikroskopem pojawia się doskonale zaznaczona tekstura gradacyjna (ang. „graded structure“), podkreślona różnicami w wielkości ziarn i w domieszce wodorotlenków Fe, adsorbowanych silniej przez drobniejsze frakcje. Wielkość ziarn składników tufu waha się zasadniczo w granicach 0,005—0,05 mm, a wyjątkowo do 0,2 mm.

Skład mineralny jest stosunkowo prosty. Poza słabo reagującymi na światło spolaryzowane, zdewitryfikowanymi ułamkami szklistego ciasta oraz mikrolitami z materiału piroklastycznego widoczne są ponadto rzadkie okruchy „kryształów“ plagioklazu, biotyту i felzytowego ciasta. Domieszka materiału terrigenicznego jest znikoma i sprowadza się do ewentualnej, allogenicznej przymieszki wodorotlenków żelaza obok bardzo rzadkich wodorotlenków glinu. Większość, o ile nie całkowita zawartość wodorotlenku żelaza, jest pochodzenia ekshalacyjnego.

Inne odmiany, jako zawierające materiał piroklastyczny w ilości mniejszej od 90%, zaliczone zostały do tufitów. Jeden z takich tufitów z Lasu Bachowskiego posiada pelitową, drobnostojową budowę, polegającą na rytmicznym przewarstwieniu jaśniej lub ciemniej ceglastoróżowych pokładzików. W obrębie 1 cm można niekiedy naliczyć 7 i więcej takich jednobarwnych słoі. Tego rodzaju tekstura równoległa jest zakłócona szeregiem zjawisk sedymentacyjnych jak: diagonalne uwarstwienie; zjawiska erozyjnego ścinania warstewek; asymetryczne, faliste ripplemarki (ang. „current ripples“); ślady wydzielania pęcherzyków gazowych; konkretne ilaste znajdujące się in statu nascendi itd. Dokładniejsze obserwacje słoі pozwalają stwierdzić obecność w nich tekstury gradacyjnej. Najgrubszy materiał złożony jest z wyraźnych, ostrokrawędzistych i krzywoliniowych ułamków szklawa, zsylikowanego lub przeobrażonego częściowo albo całkowicie w substancje ilaste. Ułamki te podobnie jak i okruchy „kryształów“, gł. plagioklazu, spojone są subst. ilastymi z zazwyczaj małą domieszką wodorotlenków Fe i Al. Ku górze, w miarę zmniejszania się średnicy ziarn popiołu, zwiększa się zawartość wodorotlenków zwłaszcza getytu, adsorbowanego w końcowej, najwolniej osadzającej się i najbardziej drobnoziarnistej warstewce, w ilości przewyższającej objętościowo resztę materiału osadzanego. Tego rodzaju zjawisko można również wytłumaczyć selektywną dyfuzją i strąceniem wodorotlenków żelaza w zależności od składu lub stopnia dyspersji materiału w poszczególnych słojach (tzw. tekstura dyfuzyjna) już po sedymentacji.

Przecinające skałę, w kierunku ogólnie prostopadłym do uwarstwienia, żyłki kalcytowe (grubości do 1 cm) są natury epigenetycznej, jak na to wskazują chociażby przesunięcia uskokowe kleszczy żyłek.

Wspomniane wyżej komplikacje w rytmicznej sedymentacji tufitu wiążą się prawdopodobnie z warunkami akumulacji panującymi powyżej podstawy falowania.

Inna znowuż odmiana tufitu popiołowego, barwy szarofioletowej z czerwonym odcieniem nie wykazuje makroskopowo obecności laminacji. Posiada natomiast nieregularne uwarstwienie, co podobnie jak i rodzaj ripplemarków o ostrych grzbietach, świadczy o zakłóconej sedymentacji w warunkach stacjonarnego falowania. Zbita budowa tufitu i wyższa twardość wiążą się z pokażniejszą przymieszką węglanów i krzemionki.

Wielkość okruchów law, pospolitszych tu od „kryształów“, waha się w b. szerokich granicach od niemal 0 do 2 mm średnicy. „Kryształy“ należą przede wszystkim do przeobrażonego w kalcyt i albit plagioklazu oraz do biotyту wzgl. hydrobiotytu. Ułamki ciasta skalnego mają budowę spilitową, nawitową, pilotaksytową, felzytową i sferolitową. Zauważone ponadto okruchy szkliwa uległy sylifikacji i przeobrażeniu w substancje ilaste. Struktura tufitu jest krystalitoklastyczną do popiołowej (pelitowej).

W obrębie silnie przeważającego tu spoiwa stwierdzono obecność takich składników autigenicznych jak: dolomit, tworzący romboedry do 1 mm średnicy, chalcedon mający m. i. postać sferokryształów oraz kalcyt o ziarnistej lub włóknistej budowie, nagromadzający się w wkładkach wapiennych lub żyłkach. Część wodorotlenków Fe, subst. ilastych i zapewne cała ilość wodorotlenków Al należy do składników allogenicznych spoiwa. Wodorotlenki glinu w postaci igiełkowego diasporu pochodzą jedynie z ładu, a mianowicie z ablacji glin laterytowych na wapieniach.

Partie tufitu w sąsiedztwie szczelinek (obecnie żyłek kalcytowych), którymi krążyły wody z reagentami redukującymi (H_2S , CO_2 itp.) i ługującymi połączenia żelaza trójwartościowego uległy odbarwieniu.

Jeszcze wyższą twardość i zwięźłość od powyższej odmiany posiada z sylifikowany tufit popiołowy. Skałę tą makroskopowo cechuje zaburzone nieregularne uwarstwienie i bardzo wybitna plamistość, gdyż obok różnych odcieni barwy ceglastoczerwonej do fioletowoszarej widoczne są żółtoszare i zielonawobiałe plamy.

Partie drobnoklastyczne tufitu składają się głównie z pyłu wulkanicznego i produktów jego przeobrażeń. Ponadto w roli terrigenicznej przymieszki występują wodorotlenki glinu, hydromuskowit i po części wodorotlenki żelaza oraz substancje ilaste. Średnica ziarn tych pelitowych wkładek spada poniżej 0,005 mm (tzw. struktura gelowa). Wyblakłe części wkładek pochodzą z zastąpienia wodorotlenków Fe przez leptochloryt, kalcyt i większe ilości subst. ilastych i krzemionkowych.

Interkalacje gruboklastyczne w tej skale złożone są z piasku wulkanicznego o średnicy od 0,05 mm do 0,5 mm, śr. 0,2 mm i kalcytowego lub popiołowego spoiwa ze sporą domieszką chalcedonowej lub kwarcowej krzemionki. Proporcja ilościowa elementów spoiwa i ich rozmieszczenie jest wybitnie nieregularne. Struktura litokrytaloklastyczna. Wśród przebadanych okruchów piasku stwierdzono obecność często świeżego plagioklazu, biotyту, kwarcu i ułamków ciasta o budowie felzytowej, mikropoikilitowej, pilotaksytowej, mikrolitowej, nawitowej i spilitowej. Na uwagę zasługuje fakt niekiedy kompletnej pseudomorfizacji okruchów ciasta skalnego przez kalcyt z zachowaniem szczegółów ich budowy.

Wysoka zawartość krzemionki w tuficie wiąże się prawdopodobnie z wcześniejszą kalcytyzacją okruchów law, być może przed ich sedymentacją.

tacją i pod wpływem ekshalacji podmorskich. Wielka natomiast zmienność w zabarwieniu skały stoi w łączności z wahaniami P_h wody morskiej i potencjału oksydacyjnego (ilości aktywnego tlenu). Przy zmianach samego tylko P_h w granicach 8—6 (P_h wody morskiej = 8—7), pod wpływem kwaśnych ekshalacji podmorskich (woda nasycona CO_2 zwiększa 300-krotnie ilość jonów H), zawartość jonów Fe^{2+} maleje przy $P_h =$ ok. 7 niemal do 0, kosztem stale powiększającej się ilości jonów Fe^{3+} . Równoległe z tym zmniejsza się rozpuszczalność wodorotlenków żelaza i krzemu, zaś węglan wapnia już przy $P_h = 7,5$ osiąga swe optimum precypitacji.

Oprócz opisanych skał tufowych z olbrzymią przewagą materiału piroklastycznego znalezione zostały w Lesie Bachowskim skały głównie wapienne, z mniejszą lub większą ilością pyłu i piasku wulkanicznego. Jedną z takich skał mieszanych — w a p i e ń t u f o w y, barwy brunatnoszarej z odcieniem fioletowoczerwonym, dopiero pod mikroskopem ujawnia zawartość rozproszonych okruchów ciasta skalnego i kryształów o średnicy 0,03—0,5 mm. Struktury rozpoznane wśród ułamków ciasta skalnego należą do budowy felzytowej z częstymi prakryształami plagioklazu. Wśród „kryształów“ reprezentowane są przede wszystkim plagioklasy, które uległy niemal kompletnej albityzacji a następnie kalcytyzacji. Okruchy piasku i pyłu wulkanicznego otoczone są kalcytowymi obwódkami krustyfikacyjnymi o grubości ok. 0,02 mm. Budowa wapienia jest subklastyczna, nodularna, w związku z występowaniem okruchów wapieni o odmiennym, grubszym uziarnieniu.

Inną częstą postacią skał mieszanych są wapienie przejęte wkładkami popiołu lub piasku wulkanicznego. Barwa tych skał jest zazwyczaj fioletowoszara, zielonawoszara albo też czerwona w zależności od zawartości węglanu wapnia i materiału tufowego. Wkładki popiołowe składają się zazwyczaj z mniej lub więcej zdewitryfikowanych okruchów szkliska, spojonych substancjami ilastymi i wodorotlenkami żelaza. Niekiedy obecna w nich jest również domieszka piasku wulkanicznego, kalcytu i wodorotlenków glinu. Wkładki piasku wulkanicznego zawierają „krystały“ świeżego lub albityzowanego i zkalcytyzowanego plagioklazu, rzadszego biotyту a także okruchy ciasta o budowie felzytowej, trachitowej, pilotaksytowej, mikrolitowej, nawitowej i spilitowej. Struktura wapieni od pseudobrekcjowej przez nodularną przechodzi nawet w tym samym okazie w zrostkową czyli koagulacyjną (franc. „structure grunuleuse“). Średnica ziarn kalcytu wynosi 0,005—0,5 mm, śr. 0,01 do 0,03 mm.

Wielka ilość wapieni strąconych na drodze chemicznej wśród magmowych egzotyków bachowickich jest łatwo wytłumaczalna częstym zjawiskiem precypitacji wapieni w łączności z wybuchami podmorskimi. J. K a n i a (1929, s. 347) udowodnił jak wielkie ilości wapienia mogą być strącone pod wpływem samego tylko ogrzania wody ciepłem wydzielanym przez lawę i fumarole. Autor ten zwrócił również uwagę na wielką rolę jaką odgrywają powstające w tych warunkach prądy konwekcyjne.

W łączności z wapieniami i skałami tufowymi występują również wkładki skał krzemionkowych typu j a s p i s ó w, o ogólnej czerwono-brunatnej barwie. Krzemionka tych skał pochodzi zapewne z kalcytyzacji okruchów law i z ekshalacji podmorskich.

B. L a w y

Szczególne znaczenie obok opisanych już skał tufowych posiadają lite skały wulkaniczne, jak poznane z kilku oddzielnych gładów lawy spilitowe i znany z jednego tylko okazu bazalturalitowy.

Spility jako miękkie lecz zwarte skały już makroskopowo zdradzają silne zmiany przeobrazeniowe. Rzucające się w oczy plamiste zabarwienie law wiąże się z występowaniem mniej lub więcej licznych białych migdałów (5—35% powierzchni okazu) na szarym lub zielonawoszarym tle z odcieniem fioletowym. Wielkość tych wypełnionych kalcytem i częściowo delessytem wakuoli waha się zazwyczaj w granicach 2—5 mm, a wyjątkowo tylko dochodzi do 4 cm.

W obrazie mikroskopowym zwraca uwagę pięknie wykształcona tzw. spilitowa lub używając dość popularnego określenia Bascom'a — *apointersertalna* budowa. Ten typ afirowej struktury polega na przeobrażeniu całej masy skalnej, a w szczególności szkliwa i mikrolitów, tkwiących uprzednio w interstycjach między żerdkami plagioklazów, w zespół wtórnych minerałów z zachowaniem jednak ogólnych rysów budowy intersertalnej. Tekstura migdałowcowa spilitów jest niewątpliwie również wtórna, powstała z gąbczastej drogą wypełnienia próżni przez minerały wtórne.

Najważniejszym składnikiem spilitów jest plagioklaz. Minerale ten posiada pokrój żerdkowy, tj. postać płytek wydłużonych wg krawędzi P/M z własnopostaciowymi ograniczeniami. Plagioklaz z reguły uległ kompletnej pseudomorfizacji przez albit, często w towarzystwie kalcytu, delessytu, chalcedonu lub zeolitu, wypierających z kolei albit od partii jądrowych ziarn. Albityzacja skaleni alk.-wapiennego była zatem procesem poprzedzającym pozostałe. Stopień przeobrażeń skaleni stoi normalnie w związku z rozmiarami kalcytyzacji całej skały. Pierwotny skład plagioklazu możliwym był do określenia dzięki niezupełnej metasomatozie niektórych jego przekroi w jednym ze szlifów. Maksymalne kąty znikania prążków albitowych w tzw. pasie symetrycznym równały się 28° — 29° , co odpowiadałoby zawartości ok. 56% An, właściwej dla kwaśnych labradorów. Wtórny albit, na podstawie porównania jego współczynników zał. św. wobec współczynników balsamu kanadyjskiego i innych ośrodków immersyjnych, przy użyciu preparatów proszkowych, posiada skład zasadowego albitu z zawartością ok. 9—10% An. Poza albitowym typem zbliźniaczeń zauważono również bliźniaki karlsbadzkie. Budowy zonalnej zarówno w świeżych jak i zmienionych plagioklazach brak. Z wrostków zawarte są tylko inkluzje cieczy i rud. Wielkość ziarn skaleni alk.-wapiennych nie przekracza średnicy 1,1 mm, średnio wynosi ok. 0,4 mm.

Tkwiące w przestrzeniach między żerdkami skaleni ziarna piroksenu (przypuszczalnie augitu) uległy zupełnej metasomatozie przez getyt i po części przez chalcedon i leukoksen. Kształt pseudomorfoz nie zawsze jest odbiciem ogólnie izometrycznych i ksenomorficznych postaci ziarn piroksenu ze względu na zdarzającą się metasomatozę getytową sąsiadujących skaleni. W innych przypadkach getyt tworzy anhedralne osobniki, które mogą również pochodzić z hydratyzacji i utlenienia magnetytu (postacie ośmiościenne pseudomorfoz) lub ilmenitu. Wtedy to możliwym jest dokładne ustalenie pleochroizmu getytu: X — żółty, Y — bru-

natnożółty, Z — pomarańczowy z odc. brunatnym; jego dwójłomności = 0,065—0,070; ujemnego znaku opt. wydłużonych zgodnie z osią c słupków i doskonałej łupliwości getytu wg (010). Średnice pseudomorfoz po piroksenie nie przekraczają 0,3 mm.

Szklivo wraz z przypuszczalnie zawartymi w nim mikrolitami piroksenu, rud i in. minerałów akcesorycznych przeobrażone zostało w zespół minerałów w którym na przemian kalcyt, delessyt lub getyt są panującymi składnikami. Albit, chalcedon, zeolity oraz leukoksen mają tylko podrzędne znaczenie. Pierwszy z wymienionych minerałów, kalcyt, posiada postać anedralnych, izometrycznych ziarn o średnicy nie przekraczającej 0,05 mm. Poza impregnacjami w cieście, kalcyt chętnie wypełnia migdały oraz szczeliny przecinające gęstą siecią niektóre odmiany spilitów. Na ściankach migdałów kalcyt ma zazwyczaj kształt wydłużonych romboedrów, niekiedy translacyjnie powyginanych, zaś wewnątrz migdałów pokrój jego staje się wyraźnie izometryczny. Wielkość ziarn w migdałach dochodzi do 1 cm średnicy. Z wrostków zawiera jedynie inkluzje cieczy i rud. Inny składnik, delessyt, występuje najczęściej w zbitych, pilśniowych skupieniach włókien lub blaszek. Zdarzają się również i tzw. sferokryształy, zwłaszcza u delessytów wyścielających migdały. Znikanie poszczególnych włókien jest proste. Pleochroizm waha się w granicach: X — bezbarwny, Y, Z — jasnożółtozielony lub bladoróżowy. Dwójłomność nie przekracza 0,011. Wyższe wartości związane są z mechanicznymi domieszkami kalcytu. Getyt w przeobrażonej, szklistej mesostasis ma postać albo dendrytów (w zespole z albitem) albo też całkowicie ją metasomatyzuje (por. okruchy spilitów w tufitach). Proces getytyzacji szkliwa i innych składników stał w łączności z akcją fumarolową odbywającą się w temperaturze nie wyższej od 130°. Został on poprzedzony dewitryfikacją szkliwa zsynchronizowaną zapewne z ogólną albityzacją skały. Kalcytyzacja i delessytyzacja wiążą się natomiast głównie z późniejszymi etapami działalności wód poerupcyjnych albo też z lateralną sekrecją przy udziale wód atmosferycznych (kalcyt i delessyt migdałów). Materiału potrzebnego do utworzenia obu tych ostatnich minerałów, a w szczególności Ca i Mg dostarczał w pierwszym rzędzie rozpad skaleni, piroksenów i szkliwa związany z albityzacją i getytyzacją. Uwalniany przy tym nadmiar SiO₂ wydzielił się tylko częściowo w postaci skupień włóknistego chalcedonu wzgl. ziarn kwarcu (w migdałach). W większości krzemionka z uwagi na alkaliczność środowiska uległa dalszej migracji. Dwutlenek tytanu pozostał w spilitach niemal w całości pod postacią rozproszonych, drobnych ziarenek leukoksenu.

Poza podanym określeniem spilit właściwą nazwą dla przebadanej skały mógłby być również termin migdałowiec diabazowy.

Bazalturalitowy, w przeciwieństwie do spilitów, przedstawia twardą i związłą skałę o jednostajnej, ciemnoszarej barwie, pozbawioną oznak wewnętrznych przeobrażeń.

Pod mikroskopem uwidacznia się holokrystaliczno-porfirowa i monofirowa struktura bazaltu, znamienna występowaniem prakryształów piroksenu w holokrystalicznym cieście. Samo ciasto skalne złożone jest w przeważającej masie z ziarn plagioklazu i piroksenu, których wykształcenie i ułożenie odpowiada strukturze dolerytycznej, stosując nomenklaturę zaproponowaną przez Krokströma. Budowa tego typu

polega na występowaniu w przestrzeniach między plagioklazami różnie optycznie zorientowanych, idiomorficznych lub subidiomorficznych ziarn piroksenu. Godnym ponadto podkreślenia rysem strukturalnym tego bazaltu jest zmienność w jego uziarnieniu wywołana obecnością mikrofi-rycznych i afanitycznych partii oraz zjawiska pograżania się prakr. piroksenu w czasie gdy stop magmowy był nie całkowicie zestalonym.

W składzie mineralnym skały na pierwszy plan wysuwa się piroksen obecny w dwóch generacjach. Piroksen należący do wcześniejszej generacji prakryształów posiada pokrój grubosłupkowy i niemal własnopostaciowe ograniczenia, zatarte nieco przez resorbcję magmową i wtórne procesy przeobrażeniowe. Ograniczenia ziarn należą głównie do ścian (100) (010) oraz (110). Ściany terminalne są niewykształcone. Obok wyraźnej łupliwości wg (110) zaznaczona jest jeszcze dobra poprzeczna oddzielność wg (001) i gorsza wg (010). Wrostki poza nielicznymi, należącymi do rud, są nieobecne. Brak zbliźniaczeń. Z najważniejszych cech optycznych godnymi wymienienia są: proste znikanie, dodatni znak optyczny kierunku wydłużenia, b. słaba, bladożółtawa z różowawym (X) lub zielonym odcieniem (Y, Z) absorbcja i dwójłomność = 0,009 na ścianie (010), zgodnej z pł. osi opt. Wszystkie podane własności skłaniają do zaliczenia piroksenu pierwszej generacji do enstatytu z zawartością FeO nie przekraczającą 5%. Enstatyt ulega podobnie jak i pozostałe pirokseny przeobrażeniu w uralit. Uralityzacja rozprzestrzenia się tu wyraźnie od zewnętrznych ograniczeń ziarn, w szczególności od miejsc styku z plagioklazem (rodzaj „stref reakcyjnych“) oraz od szczelin oddzielności wg (001). W pierwszym przypadku budowa skupień włóknistych staje się promienistą a w drugim zaś równoległo-włóknistą przy orientacji włókien zgodnej z wydłużeniem słupków piroksenu. W niektórych przekrojach enstatytu zauważyć można niemal całkowite przobrażenie w uralit. Cechy optyczne jak kąty znikania, brak absorbcji wskazują na przynależność mineralogiczną uralitu do tremolitu. Średnica prakryształów enstatytu nie przekracza 2 mm. Piroksen drugiej generacji posiada średnicę ziarn do 0,6 mm i charakterystyczny długosłupkowy pokrój. Ogólnie subidiomorficzne wykształcenie słupków, w przekrojach poprzecznych niemal regularnie 6-bocznych oraz częste skupianie się ich w promieniste grupy (tzw. oka augitowe) stanowią dalsze cechy morfologiczne tej odmiany. Zbliźniaczenia wg (100) widoczne. Własności optyczne jak: kąt znikania $Z/c = \text{do } 43^\circ$; dwójłomność = 0,021 i b. słaby pleochroizm z barwami: X — bladożółta, Y, Z — bladobrunatna, zbliżają się najbardziej do odpowiednich własności dla p i d z e o n i t u lub a u g i t u d i o p s y d o w e g o. Wśród produktów uralityzacji w tym piroksenie pojawia się a k t y n o l i t z kątem znikania $Z/c = 17^\circ$, dwójłomnością = 0,025 i pleochroizmem: X = Y — bladożółty, Z — bladozielony. Aktynolit tworzy przede wszystkim strefy reakcyjne na kontaktach z plagioklazami a także oddzielne, długie igiełki przecinające skupienia kwarcowo-kalcytowe w interstycjach między głównymi składnikami. W sąsiedztwie rud miejsce aktynolitu zajmuje h o r n b l e n d a z w y c z a j n a z silnym pleochroizmem: X — j. żółtozielona, Y — brunatno do trawiastozielonej, Z — ciemnooliwkowa. Dwójłomność tego amfibolu = 0,020 zaś kąt znikania $Z/c = 21^\circ$. Zdarzające się niekiedy przeobrażenia piroksenu w b i o t y t stale są przedzielone pośrednim stadium hornblendowym.

Biotyt pseudomorfizuje hornblendę w sposób zorientowany. Oddzielne blaszki biotyty posiadają b. silny pleochroizm: X — jasnożółty, Y, Z — czekoladowobrunatny i po części wykazują istnienie początkowych oznak przeobrażeń w klinochlor. Średnica ziarn hornblendy zw. i biotyty nie przekracza 0,3 wzgl. 0,2 mm.

Drugi zasadniczy składnik bazaltu, plagioklaz, posiada dwojaki rodzaj pokrój, a mianowicie żerdkowy wg P/M i tabliczkowy wg M(010). Ziarna o żerdkowym pokroju i subidiomorficznych ograniczeniach mimo, że są związane z wcześniejszym etapem krystalizacji, wielkościami niewiele odbiegają od ksenomorficznych ziarn późniejszej generacji. Wygląd plagioklazu jest szklisty, mikrotynowy, w związku z ubóstwem inkluzji cieczy i gazów i brakiem wtórnych minerałów (poza uralitem w obrębie stref reakcyjnych z piroksenem). Wśród zbliżniaczeń przeważa typ albitowy, peryklinowy i karlsbadzki. Bliźniaki kombinowane pospolite, zwłaszcza typu: albit-karlsbad A, albit-peryklin i albit — Ala B. Skład plagioklazu odpowiada maksymalnie kwaśnym labradorom z zaw. 57% An. Istnieją jednakowoż ogniwa i o mniejszej zawartości An. Średnica ziarn plagioklazu nie przewyższa 1,2 mm.

Szklistej mesostasis w badanej skale nie zauważono. Obecne pierwotnie w bazalcie nieliczne pory i wakuole wypełnione zostały początkowo przez hornblendę zw., biotyt i aktynolit a w końcowym stadium przez kwarc i kalcyt, oddzielnie lub równolegle. Pierwszy z tych dwóch ostatecznych produktów lateralnej sekrecji, a mianowicie kwarc, jest zupełnie ksenomorficzny i poza przecinającymi go igłami aktynolitu zawiera tylko rzadkie wrostki szkliska, cieczy i gazów. Nieco późniejszy kalcyt jest również cudzopostaciowy i niezblizniaczony. Mineral ten niekiedy, na zupełnie nieznacznej skali, metasomatyzuje skalenie.

Wśród składników akcesorycznych zwraca uwagę duża zawartość ilmenitu. Mineral ten ma kształt płytek o skomplikowanych, palczastych ograniczeniach. W bardziej cienkich przekrojach blaszki ilmenitu przeświecają fioletowobrunatno. Powłok leukoksenowych nie zauważono. Inny akcesoryczny składnik, apatyt, tworzy tylko sporadyczne kryształy igiełkowe.

Sukcesja krystalizacji składników jest tu słabo zarysowana. Wydzielić można jedynie grupy minerałów, w obrębie których krystalizacja była równoczesna albo odbywała się z drobnymi tylko interwałami. Kolejność krystalizacji byłaby zatem następująca: ilmenit, enstatyt; piroksen jednoskośny, plagioklaz; hornblenda zw., biotyt, aktynolit; kwarc; kalcyt. Hornblenda zwyczajna i wszystkie krystalizujące po niej składniki pochodzą z tzw. okresu deuterycznego.

Z podanego opisu wysnuć można następujące wnioski: 1) jedynymi, głównymi składnikami, które uległy częściowemu przeobrażeniu są pirokseny, nie licząc stref reakcyjnych na niektórych plagioklazach, 2) przeobrażenia polegały na uralityzacji, 3) potrzebny dodatkowo do powstania tremolitu z enstatytu i aktynolitu lub hornblendy zw. z piroksenu jednoskośnego Ca pochodzi ze stref reakcji deuterycznych na plagioklazach, 4) wszystkie zmiany przeobrażeniowe łącznie z biotytyzacją amfiboli dają się wytłumaczyć procesem autohydratyzacji bez doprowadzenia z zewnątrz innych połączeń chemicznych (z wyjątkiem CO₂).

Ogólnie mały zakres procesów przeobrażeniowych w bazalcie pozwala przypuszczać, że pochodził on z bardziej wewnętrznych części wylewów albo też z żyły doprowadzającej lawę, tj. miejsc znajdujących się zwykle w pewnej odległości od dróg krążenia roztworów albityzujących (z Na_2CO_3).

Według nomenklatury proponowanej przez Rosenbuscha najodpowiedniejszym dla badanej skały byłby termin porfiryt uralitowy, jako ekwiwalent przeobrażony augitofirów lub porfirytów augitowych, skał pozbawionych plagioklazów wśród prakryształów. Inne jednak względy, natury chemicznej, przemawiają bardziej za określeniem bazalt uralitowy, wzgl. palatynit (bazalt z piroksenem romb.) uralitowy.

2. Skały plutoniczne Bachowic

Ze skał głębinowych, spotykanych w Lesie Bachowskim, poznane zostały tylko dwie odmiany: pospolity tonalit i rzadki meladioryt.

Tonalit, tworzący duże i liczne głązy, makroskopowo przedstawia ogólnie szarą, równoziarnistą lub nieznacznie porfirowatą skałę o masywnej teksturze. Pod względem wielkości ziarn jest ona średnio- do gruboziarnistej. Wygląd zewnętrzny tonalitu jest świeży. Tylko na niektórych okazach kruczoczarne biotyty przybierają barwę tombakowobrunatną. W płytce cienkiej wyraźną staje się struktura hypidiomorficznie-ziarnista.

Najważniejszy składnik tonalitu, plagioklaz, posiada pokrój od izometrycznego w drobniejszych ziarnach do grubopłytkowego, w większych pseudo-prakryształach. Z wyjątkiem wąskiej partii obwodowej, plagioklaz jest przepełniony produktami autohydratyzacji. Wśród tych wtórnych minerałów należy w pierwszym rzędzie wymienić serycyt, dalej kaolin, kalcyt, rudy oraz kwarc i albit. Rodzaj minerałów supergeniczných wskazuje na przeobrażenie pod wpływem gorących, alkalicznych roztworów. Jasna mika, wykształcona niekiedy w większych blaszkach, chętnie towarzyszy skupieniom kalcytowym. Z innych, obecnych wrostków, pojawia się nadto zoizyt- β i turmalin z wyraźnym pleochroizmem: X(E) — bladeżółty, Z(O) — niebieskawy, właściwym dla skorylu. Plagioklasy tworzą normalnie kompleksowe zbliżnienia typu albitowego i karlsbadzkiego (A). Bliźniaki peryklinowe i manebachskie należą do rzadkości. Skład plagioklazów wyliczony na podstawie kątów znikania na odłupkach wg (001) i (010) oraz w przekroju prostopadłym do a przedstawia się następująco:

$$\begin{aligned} X' / (010) \text{ na } (001) &= + 1^\circ, \text{ co odpowiada } 25\% \text{ An} \\ X' / (001) \text{ na } (010) &= - 1^\circ, \text{ ,, ,, } 28\% \text{ An} \\ X' / (010) \perp a &= + 12^\circ, \text{ ,, ,, } 29\% \text{ An} \end{aligned}$$

Część ziarn, których powierzchnie stykają się z ostatnimi w sukcesji krystalizacji, skaleniami potasowymi, posiada bardziej kwaśne obwódki o zawartości 20—23% An, a więc należące również do zasadowego oligoklazu. Wzdłuż granic styku plagioklazu i skalenia potasowego nastąpiły w okresie deuterycznym reakcje wymienne, prowadzące do powstania bardziej albitowych stref reakcyjnych, w towarzystwie lub bez

przerostów myrmekitowych kwarcu. Średnica ziarn plagioklazu dochodzi do 14 mm, średnio wynosi 2—4 mm.

Skaleń potasowy jest w tym tonalicie mikroklinem, będącym wśród głównych składników skały ostatnim produktem krystalizacji. Stąd też zarysy jego pozbawione są jakiejkolwiek własnopostaciowości. Ksenomorfizm ziarn mikroklinu da się zauważyć nawet względem kwarcu. Ogólny pokrój ziarn jest raczej izometryczny. Z wrostków zawarte są jedynie inkluzje cieczy, gazów, apatytu i rud. Przerosty pertytowe są niewidoczne. Budowa kratkowa wykształcona jest słabo i ogranicza się głównie do części jądrowych ziarn. Kąt znikania mikroklinu, $X''/(001)$ na odłupkach (010), wyniósł $+5^\circ$. Średnica ziarn mikroklinu nie przekracza 1,5 mm.

Kwarc jest idiomorficzny tylko względem mikroklinu. Jego nieregularne kształtem ziarna, wypełniające np. wolne przestrzenie między ziarnami plagioklazu, zawierają w sobie inkluzje, najczęściej nieuporządkowane, rzadziej uszeregowane w wąskich smugach. Wrostki te należą prawie wyłącznie do cieczy. Z innych wrostków, zauważono słupki apatytu, igiełki rutylu i łuski biotyty. Faliste znikanie zarówno jak i budowa mozaikowa są raczej słabo zaawansowane w swym rozwoju. Średnica ziarn kwarcu dochodzi do 2 mm.

Biotyt posiada postać krępych blaszek o poszarpanych ograniczeniach bocznych i o niewyraźnym idiomorfizmie (zarysy subhedralne). Widoczne są przykłady zatokowego wnikania jego w ziarna plagioklazu które często otacza. Sam biotyt bywa powszechnie na peryferiach blaszek, zwłaszcza kontaktujących z kwarcem, przerastany robakowato przez tenże minerał tworząc tzw. myrmekit biotytowy. Z wrostków zawiera ziarna rud, grupujące się zazwyczaj na obwodzie, duże osobniki nieco zleukoksenizowanego tytanitu, cyrkon z nieodłącznymi, szerokimi polami pleochroitycznymi, apatyt i rzadki rutyl. Szczeliny łupliwości wg (001) są chętnie infiltrowane przez kalcyt. Zdarzające się niekiedy w biotycie przeobrażenia polegają głównie na chlorytyzacji, dającej w efekcie pseudomorfozy peninu. Pleochroizm biotyty zawarty jest w granicach: X — j. żółtawoszary, Y, Z — brunatny z czerwonym odcieniem. Średnica blaszek nie przekracza 2,1 mm.

Z minerałów akcesorycznych obok występującego głównie w postaci wrostków apatyty, rutylu i turmalinu należy przede wszystkim wymienić tytanit, tworzący nieregularne, nieco zleukoksenizowane ziarna o średnicy do 0,25 mm, jak również zoizyt- β , magnetyt i sporadyczny silimanit.

Zarysowująca się wyraźnie kolejność krystalizacji zapoczątkowana była wydzielaniem się plagioklazu, następnie biotyty i kwarcu z małym interwałem czasowym i zakończona została mikroklinem, wypełniającym pozostałe wolne przestrzenie. Z punktu widzenia transformistów podana kolejność minerałów zgodna byłaby z ich malejącą energią struktury i postaci w warunkach równoczesnej krystalizacji.

Godnymi uwagi w tym tonalicie są widoczne, stosunkowo nieznaczne, przeobrażenia w okresie deuterycznym, słaba albityzacja oraz spokojna krystalizacja, niezakłócona zwyżkami temperatury czy też zmianą koncentracji składników. Świadczy za tym prawidłowe wykształcenie zbliźniaczeń i brak wyraźnej zonalności w plagioklazach.

Oprócz podanego terminu tonalit, stosowanego do jednego z ogniw szeregu granit-dioryt kw. z zawartością skalenia potasowego poniżej 13,5% (wg Scheumanna) wzgl. 5% (wg Johannsena), właściwym dla badanej skały wydaje się być również stare określenie Rosenbuscha — granityt oligoklazowy.

Znany z jednego tylko okazu meladioryt, jest makroskopowo ciemnoszarzieloną skałą o średnioziarnistym rozwoju składników i masywnej teksturze. Obraz mikroskopowy płytki cienkiej odsłania strukturę hypidiomorficznie-ziarnistą mimo zapewne równoczesnej krystalizacji obu głównych składników, tj. plagioklazu i amfibolu.

Plagioklaz jest wyraźnie idiomorficzny względem amfibolu, jednakowoż ograniczenia krystalograficzne jego ziarn są ogólnie słabo wykształcone. Bardzo silnie przeważającym pokrojem jest grubopłytkowy. Z wrostków widoczne są igiełki rutyłu i rzadszego apatyty, ziarna rud, inkluzje cieczy, a z wtórnych minerałów ziarna pistacytu, rzadziej klinoizozytu lub zoizytu- β . Poza wspomnianym procesem epidotyzacji plagioklaz ulega przeobrażeniu w prenit, któremu towarzyszą, podobnie jak i epidotowi skupienia ziarn albitu, kwarcu i blaszek paragonitu. Skład plagioklazu ustalony na przekrojach ze zbliżniaczeniem albitowym i karlsbadzko-albitowym przedstawia się następująco:

w jądrze: X' / (010) w pasie [010] =	+ 44°	co odpowiada 74% An
na obwodzie: X' / (010) „ „ „ =	+ 23°	„ „ 42% An
w jądrze: x ⁰ , y ⁰ / (010) „ „ „ =	39° i 24°	„ „ 75% An

Zaznaczyć przy tym należy, że większość ziarn wykazuje poza tym tzw. oscylacyjną budowę pasową. Bliźniaki kombinowane są bardzo pospolite. Oto kilka przykładów: albit — peryklin — Ala B; albit — karlsbad A — peryklin; albit — baveno; albit — peryklin — manebach; albit peryklin. Szczelinki przełamowe w plagioklazach, rozchodzące się promieniście od ziarn amfibolu, wiążą się zapewne ze zmianami objętościowymi tego ostatniego. Średnica ziarn wynosi maks. 2,2 mm.

Amfibolem w meladiorycie jest hornblenda zwyczajna. Składnik ten pozbawiony jest własnych ograniczeń krystalograficznych i zdefiniowanego pokroju. Zawiera on liczne wrostki cieczy, ilmenitu, magnetytu, apatyty, rzadziej tytanitu i rutyłu. Wrostki rud chętnie grupują się w smugach na podobieństwo smug inkluzji cieczy w kwarcu. Zbliźniaczenia wg (100) są rzadkie. Budowa zonalna w wielu przypadkach daje się doskonale prześledzić dzięki różnicom w barwach absorbcyjnych. Pleochroizm waha się w granicach: X — jasnożółta z zielonym odc., Y — ciemnotrawiasto- lub oliwkowozielona, Z — zielona z silnym brunatnym odcieniem w partiach jądrowych, względnie z silnym niebieskim odcieniem na obwodzie ziarn, w pobliżu zatokowych przerostów albitowych. W niektórych amfibolach części środkowe ziarn posiadają znacznie słabszą absorbcję i pleochroizm (X — prawie bezbarwny, Y — jasnozielony, Z — jasnoniebieskawozielony). Równolegle z obniżeniem stopnia absorbcji wzrasta dwójłomność z 0,017—0,018 (hornblenda zw.) do 0,024 (hornblenda aktynolitowa) i maleje kąt znikania $Z/c = 19^\circ$ w hornblendzie zw. na 16° w hornblendzie aktynolitowej. Ta ostatnia odmiana amfibolu tworzy, poza przerostami w jądrach ziarn hornblendy zw., samodzielnie albo też łącznie z hornblendą niebieskozieloną, skupienia rozbież-

nie-słupkowe. Widoczna w meladiorycie sukcesja odmian amfiboli jest zgodna z ich normalną kolejnością w obrębie różnych pięter metamorfozy retrogresywnej (pod wpływem obniżenia się temp. i wzrostu ciśnienia kierunkowego): brunatna, bazaltowa hornblenda (facja głębinowa) → zielona, zwyczajna hornblenda (facja amfibolitowa) → niebieskozielona hornblenda (facja amfibolitów albitowo-epidotowych) → aktynolit (facja „łupków zielonych“). Średnica ziarn amfibolu nie przekracza 3,3 mm.

Pośród dość pospolitych wtórnych składników meladiorytu ważnym jest epidot, nieodłączny towarzysz plagioklazę. Jego prawie euhedralne ziarna albo też bezkształtne ziarniste agregaty posiadają cechy optyczne właściwe odmianom z zawartością do ok. 10% Fe_2O_3 . Kąt znikania $X/c = 1-1,5^\circ$. Dwójłomność = 0,031. Słaby pleochroizm zawarty jest w granicach: X — jasnożółtawy, prawie bezbarwny. Y — bezbarwny, Z — bezbarwny lub lekko zielonawożółty. Pokrój osobników długosłupkowy do żerdkowego. Średnica ziarn do 0,8 mm.

Inny składnik supergeniczny, prenit, powstał również z przeobrażenia bytownitu. Tworzy on z reguły skupienia rozbieżnie- lub wachlarzowato-blaszkowe do włóknistych. Łupliwość wyraźna wg (001). Znak opt. kierunku elongacji blaszek — ujemny. Znikanie proste. Bezbarwny lub lekko zabarwiony z pleochroizmem: X — bezbarwny, Y — bezbarwny do ciemnobrunatnooliwkowego, Z — żółtobrunatny. Dwójłomność = ca 0,030. Pł. osi opt. równoległa do (010). Prenityzacja przy swym rozprzestrzenianiu się wykorzystuje wtórne szczelinki przełamowe i sieć łupliwości w plagioklazie. Prenit obrasta podobnie jak tytanit ziarna magnetytu. Średnica skupień prenitę do 1 mm; długość blaszek do 0,2 mm.

W ścisłym związku genetycznym z epidotem i prenitę występuje jasna mika, albit i kwarc.

Wśród składników akcesorycznych stwierdzono obecność tytanitu, magnetytu, ilmenitu, dalej apatyty i rutylu. Tytanit tworzy idiomorficzne ziarna o średnicy do 0,7 mm i posiada wyraźny pleochroizm: X — bladobrunatnożółty, prawie bezbarwny. Y — bladobrunatnożółty, Z — różowawy z brunatnym odcieniem. Magnetyt dochodzący do podobnych rozmiarów posiada również izometryczny pokrój i prostokątne, nieco zresorbowane euhedralne ograniczenia. Bardzo skomplikowane kontury mają blaszki ilmenitu, znajdujące się w początkowych stadiach leukoksenizacji. Apatyt i rutyl spadają do roli wrostków, częstych zwłaszcza w amfibolach.

Przypuszczalna sukcesja krystalizacji składników była następująca: magnetyt, ilmenit, tytanit; bytownit; hornblenda zw., epidot prenit, albit, kwarc. Ostatnie składniki genetycznie wiążą się z zapoczątkowanym w etapie hydrotermalnym procesem sosjurityzacji (epidotyzacja i prenityzacja).

Zastosowanie określenia meladioryt motywowane jest anormalnie wysoką zawartością składników femicznych, znacznie przewyższającą umowną granicę 40% obj. dla właściwych diorytów. Innym dość często stosowanym terminem dla tego rodzaju wzbogaconych w hornblendę odmian sienitów i diorytów jest nazwa appinit.

Po zapoznaniu się ze składem mineralogicznym i cechami strukturalnymi skał magmowych Bachowic przejdziemy do ich petrochemicznej charakterystyki.

IV. Stanowisko chemiczne magmatyków bachowickich

Najważniejsze typy petrograficzne skał wulkanicznych i plutonicznych Bachowic poddane zostały rozbirowi chemicznemu. Analizy te są dalszym potwierdzeniem wybitnego komagmatyzmu jaki cechuje wszystkie tufy i lawy oraz skały głębinowe z Lasu Bachowskiego.

Ze skał piroklastycznych zanalizowana została tylko jedna próbka tufitu piaskowego. Wyniki analizy wykonanej przez Z. Michałkę (vide M. Książkiewicz, 1951, s. 80) podane są w niżej zamieszczonym zestawieniu, łącznie z wyliczonym przez autora niniejszej pracy mineralnym składem normatywnym (wg systemu C. I. P. W.).

Tufit piaskowy z Bachowic

Tabela 1

	% wag.	Iloraz cząsteczkowy	Normy mineralne	Stos. mol., norm	% mol.
SiO ₂	61,64	10263	Q (kwarc)	5617	36,06
TiO ₂	1,39	174	Ru (rutyl)	174	1,12
Al ₂ O ₃	11,11	1090	C (korund)	—	—
Fe ₂ O ₃	4,19	262	Hm (hematyt)	262	1,68
FeO	1,37	191	Mt (magnetyt)	—	—
MnO	0,04	6	Hy (hypersten)	28	0,18
MgO	1,34	332	Di (diopsyd)	—	—
CaO	7,41	1321	An (anortyt)	1908	12,23
Na ₂ O	2,34	378	Ab (albit)	3024	19,44
K ₂ O	1,84	235	Or (ortoklaz)	1880	12,07
P ₂ O ₅	0,31	22	Ap (apatyt)	95	0,61
CO ₂	5,66	1286	Cb (węglany)	2560	16,44
H ₂ O +	0,48	—	—	—	—
H ₂ O —	0,56	—	—	—	—
B ₂ O ₃	0,10	14	Ss (sassolin)	26	0,17
SO ₂	0,05	—	—	—	—
Suma	99,83	15574		15574	100,00

Analizował: Z. Michałek

Umieszczone w ostatniej pozycji tabeli, procenty molekularne minerałów normatywnych, stoją w zupełnej zgodności z pomiarami planimetrycznymi, wykonanymi na płytkach cienkich z tej samej skały tufitowej i podobnych tufitów piaskowych.

Widoczny niedomiar substancji anortytowej w składzie plagioklazów normatywnego względem składu ustalonego na podstawie pomiarów optycznych (46—51% An) jest łatwo wytłumaczalny albityzacją ziarn plagioklazów w tufitach. Proces ten zmienił oczywiście b. znacznie stosunek An do Ab na korzyść tego ostatniego. Uwolniony w ten sposób jon Ca

związany został w postaci węglanu wapnia, wchodzącego w skład zarówno pseudomorfoz kalcytowych jak i spoiwa tufitu. Pozostający nadmiar CaCO_3 pochodzi z precypitacji soli wapiennych, obecnych w wodzie morskiej.

Takie normy mineralne jak Hm (hematyt), Hy (hypersten), Ru (rutyl) są czysto hipotetyczne i w rzeczywistości miejsce ich zajmują minerały w rodzaju getytu, biotyту, wzgl. leukoksenu. Zawartość tlenku B_2O_3 w tuficie, w ilości większej aniżeli wynosi jego klark wagowy w litosferze, wiąże się z ekshalacjami podmorskimi.

Innych analiz skał tufitowych nie wykonywano z uwagi na bardzo zaawansowane zmiany przeobrażeniowe materiału klastycznego, jego częściową segregację jakościową w środowisku wodnym i domieszkę osadów terrigenicznego pochodzenia.

Wiele światła na chemizm skał związanych z erupcjami wulkanicznymi w Bachowicach dają analizy poznanego już z opisów petrograficznych spilitu i bazaltu uralitowego. Proporcje składników chemicznych i mineralne skały normatywne tych law ujmują załączone tabele 2 i 3.

Spilit z Bachowic

Tabela 2

	% wag.	Iloraz cząsteczkowy	Normy mineralne	Stos. mol. norm	% mol.
SiO_2	39,13	6515	Q (kwarc)	—	—
TiO_2	1,95	244	Il (ilmenit)	488	3,6
Al_2O_3	17,39	1706	C (korund)	400	2,9
Fe_2O_3	13,67	856	Hm (hematyt)	531	3,9
FeO	4,09	569	Mt (magnetyt)	650	4,8
MnO	0,14	20	Hy (hypersten)	506	3,7
MgO	2,76	685	Ol (oliwin)	678	4,9
CaO	7,44	1327	An (anortyt)	1800	13,2
Na_2O	4,01	647	Ab (albit)	5176	38,0
K_2O	1,97	209	Or (ortoklaz)	1672	12,3
P_2O_5	0,19	13	Ap (apatyt)	56	0,4
CO_2	3,67	834	Cb (węglany)	1668	12,3
$\text{H}_2\text{O} +$	1,57	—	—	—	—
$\text{H}_2\text{O} -$	1,94	—	—	—	—
Suma	99,92	13625		13625	100,00

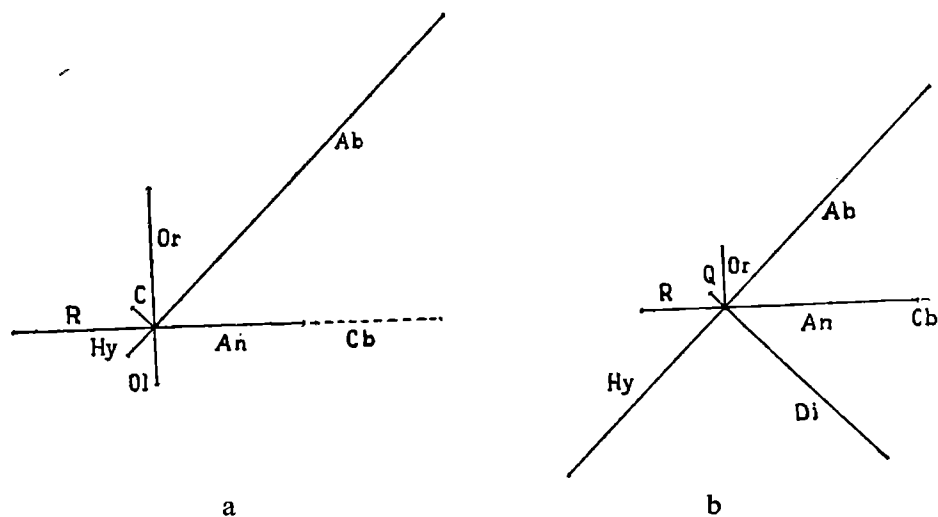
Analizował: T. Wieser

Dla uzyskania lepszego obrazu całokształtu cech chemicznych każdej z analiz i dla ich paralelizacji, przytoczone dane liczbowe ujęto graficznie w postaci diagramów osiowych (rys. 1). Na każdej z ośmiu osi diagramu odłożone zostały procenty molekularne norm mineralnych. Osie skierowane ku górze dotyczą salicznych składników normatywnych, pozostałe obrazują zawartości składników femicznych. Na osi z oznaczeniem R (rudy) podane są procenty mol. Il, Mt i Hm. Pokażna część rud przypada przy tym na Il (ilmenit), obecny np w spilitach z reguły w dużej ilości (ok. 2% wag. TiO_2) pod postacią leukoksenu. W wykresie dla spilitu

	% wag.	Iloraz cząsteczkowy	Normy mineralne	Stos. mol. norm.	% mol.
SiO ₂	50,63	8430	Q (kwarc)	239	1,6
TiO ₂	1,97	247	Il (ilmenit)	494	3,2
Al ₂ O ₃	13,09	1284	C (korund)	—	—
Fe ₂ O ₃	4,81	301	Hm (hematyt)	—	—
FeO	7,98	1111	Mt (magnetyt)	602	3,9
MnO	0,22	31	Hy (hypersten)	3222	20,9
MgO	7,18	1781	Di (diopsyd)	3056	19,9
CaO	8,51	1518	An (anortyt)	2652	17,2
Na ₂ O	3,20	516	Ab (albit)	4128	26,9
K ₂ O	0,99	105	Or (ortoklaz)	840	5,4
P ₂ O ₅	0,15	11	Ap (apatyt)	47	0,3
CO ₂	0,24	55	Cb (węglany)	110	0,7
H ₂ O +	1,09	—	—	—	—
H ₂ O—	0,22	—	—	—	—
Suma	100,28	15390		15390	100,0

Analizował: T. Wieser

uderza wysoka zawartość Ab, Cb i R, będąca w zupełnej zgodności z silną albityzacją, kalcytyzacją i getytyzacją widoczną pod mikroskopem. Takie normy mineralne jak Or, Hy, Ol, C wiążą się z występowaniem w rzeczy-



Rys. 1. Diagramy osiowe: a — spilitu, b — bazaltu

Рис. 1. Осева́я диаграмма: а — спилита, б — базальта

Fig. 1. Axis diagrams for spilitu (a) and uralite basalt (b)

wistym składzie minerałów w rodzaju zeolitów, wzgl. wtórnego ortoklazu, czy delessytów. Wykres dla bazaltu uralitowego daje nam zupełnie odmienny obraz chemizmu. Przy sporej zawartości molekuł Ab i An rzuca się w oczy wysoka ilość normatywnego hyperstenu (widocznego w skale pod postacią m. i. prakr. enstatytu) oraz normy Di (diopsydu), przyczy-

nowo związanych z bogactwem piroksenów i w znacznie mniejszym stopniu z obecnością amfiboli. Norma Q podobnie jak Cb jest aktualnie obecna w formie kwarcu, wzgl. kalcytu, tkwiących w interstitiach. Zawartość normy Or łączy się w pewnej mierze z występowaniem w skale biotyту.

Ciekawym w związku z przytoczonymi dociekaniemiby byłoby porównanie cyfr składu normatywnego ze składem mineralnym, określonym przy pomocy metod planimetrycznych. Podane niżej wartości dotyczą tylko bazaltu uralitowego. Skład mineralny spilitu był niemożliwy do obliczenia ze względu na b. drobne rozmiary niektórych składników.

Plagioklaz	44,3% obj.
Piroksen .	42,9% (w tym prakr. enstatytu 4,9%)
Amfibol	0,5%
Biotyt .	1,5%
Inne	10,8%

Ostatnia pozycja obejmuje minerały akcesoryczne i dodatkowe, jak akty-nolit, kwarc, kalcyt.

Z pośród skał głębinowych zanalizowane zostały jedynie tonality. Analizę meladiorytu uniemożliwiła wysoka zmienność w zawartości składników femicznych, co przy drobnej wielkości jedynej, posiadanej próbki tej skały i grubym stosunkowo jej uziarnieniu, w silnym stopniu mogłoby wpłynąć na dokładność wyniku. Skład chemiczny tonalitu przedstawia tabela 4.

Tonalit z Bachowie

Tabela 4

	% wag.	Iloraz cząstecz- kowy	Normy mineralne	St. mol. norm	% mol.
SiO ₂	66,31	11041	Q (kwarc)	3579	24,8
TiO ₂	1,16	145	Il (ilmenit)	290	1,9
Al ₂ O ₃	14,84	1456	C (korund)	105	0,7
Fe ₂ O ₃	1,49	93	Hm (hematyt)	—	—
FeO	3,64	507	Mt (magnetyt)	186	1,2
MnO	0,13	18	Hy (hypersten)	1616	10,6
MgO	2,10	521	Di (diopsyd)	—	—
CaO	2,51	448	An (anortyt)	1632	10,7
Na ₂ O	3,92	632	Ab (albit)	5056	33,3
K ₂ O	2,93	311	Or (ortoklaz)	2488	16,4
P ₂ O ₅	0,17	12	Ap (apatyt)	52	0,4
H ₂ O +	0,90	—	—	—	—
H ₂ O —	0,15	—	—	—	—
Suma	100,23	15184		15184	100,0

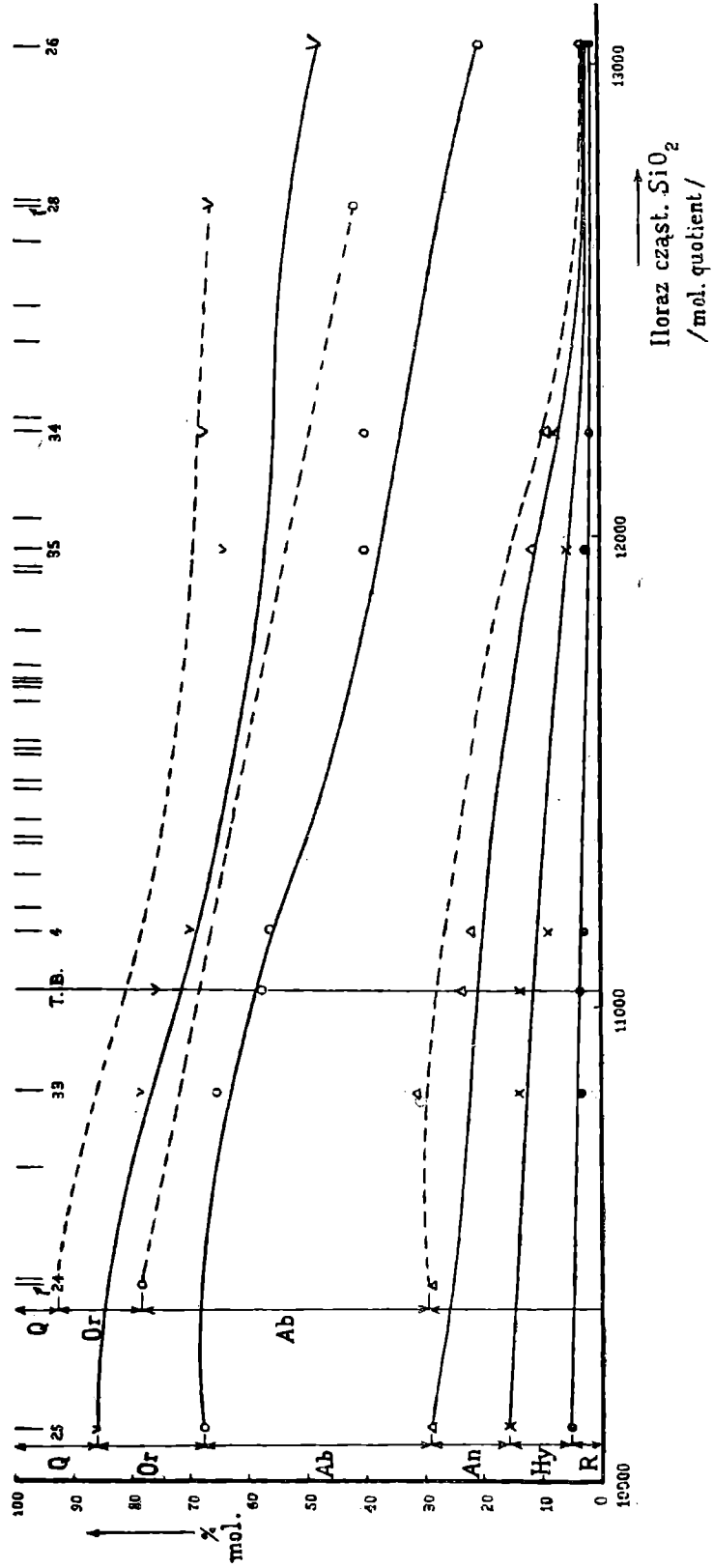
Analizował: T. Wieser

Porównując przytoczone cyfry składu molekularnego minerałów normatywnych w tonalicie dojść możemy do szeregu interesujących wniosków. Zawartość molekuly hyperstenowej jest stosunkowo wysoka. Aby przedstawić ją w postaci obecnego w skale biotyту musimy ją powięk-

szyć o 7,1% mol. wziętych z molekuly ortoklazowej. Otrzymana w ten sposób ilość biotyty w skale wyniesie 17,7% (wobec 18,3% obj. wyliczonych z pomiarów planimetrycznych). Pozostała część molekuly ortoklazowej = $16,4 - 7,1 = 9,3$ przypada na mikroklin, wzgl. serycyt, powstały zapewne z molekuly ortoklazowej zawartej w plagioklazach. Również widoczny nadmiar glinki w postaci C (korund) wiąże się przypuszczalnie z procesami przeobrażeniowymi w plagioklazach, albo też z ogólnym chemizmem tonalitów. Przewagę substancji albitowej (Ab) nad maksymalną, otrzymaną z pomiarów optycznych ($Ab_{71}An_{29}$) można wytłumaczyć albityzacją plagioklazów, wzgl. ich zonalną budową (obwódki na plagioklazach posiadają skład ok. $Ab_{80}An_{20}$).

Dalszą interpretację składu molekularnego i stanowisko chemiczne tonalitu bachowickiego najłatwiej zobrazuje załączony diagram wariacyjny (rys. 2). Przy konstrukcji tego wykresu oparto się na 36 znanych analizach skał granitowych z karpackiej prowincji magmowej. Nanięzione wartości % mol. norm mineralnych oraz na drugiej osi ilorazów cząsteczkowych SiO_2 , wyliczonych z tych analiz, pozwoliły stwierdzić, że istnieją jak gdyby dwa krańcowe typy magm. Jeden z nich reprezentowany przez skrajnie kwaśny granit z Gólcicy (26) (p. J. N y t k o - B o c h e Ń s k a, 1950); analizy (26), (25), (24), (28), skrajnie zasadowy z Wielkiego Hnilca (25) oraz ogniwa pośrednie, wyróżnia się stale wysoką zawartością normatywnego kwarcu, średnią ortoklazu i stosunkowo małą albitu. Inny natomiast bardziej sfeldspatyzowany typ magmy, ograniczony z jednej strony granitem z dol. Hernadu (24), z drugiej zaś granitem z Sułowej Góry (28), cechuje niższa zawartość kwarcu, kosztem zwiększonej ilości albitu i femicznych minerałów normatywnych. Tego rodzaju wyraźną rozbieżność można najłatwiej wytłumaczyć, zgodnie z koncepcjami transformistów, różnicami w składzie litologicznym kompleksów skał osadowych przed ich granityzacją. Pierwszy rodzaj magmy mógł powstać zatem z serii sedimentów bogatszych w skały psamitowe, tj. gł. w kwarc, natomiast dla drugiego wyjściowym materiałem mogły być osady z przewagą skał pelitowych z wyższą zawartością alkali i glinki. Tonalit bachowicki (T. B.), jak wynika z diagramu, swym chemizmem najbardziej zbliża się do pierwszego typu magmy, a to przede wszystkim z uwagi na niższą zawartość albitu. Wyższe od przeciętnych wartości dla Or i Hy łączą się z nieco zaawansowaną bazyfikacją tej skały, ujawniającą się w bogactwie biotyty. Pewne pokrewieństwo chemiczne względem skały z Bachowic posiadają zbliżone w swym słabo kwaśnym charakterze „granity“ tatrzańskie z Pośredniego Goryczkowego (4) (an. Z. W e y b e r g) i z Kralowan nad Orawą (33) (an. W. P a w l i c a). Interesującym wydaje się być również porównanie znanych jako egzotyki granitów bugajskich (35) i pieśnińskich (Stare Bystre) (34) (p. S. K r e u t z, 1927), zajmujących raczej pośrednie stanowisko w chemizmie plutonicznych skał karpackich. Paralelizację z innymi jeszcze skałami granitowymi tworzącymi egzotyki w osadach fliszowych przedstawia załączona niżej tabela objętościowych składów mineralnych tonalitu z Bachowic i podobnych skał z arkusza Wadowice (p. T. W i e s e r, 1950, s. 44).

Z zestawienia tego wynika uderzająca zgodność składu mineralnego skał pochodzących z Bachowic i Barwałdu. Duże podobieństwo w swym obj. składzie mineralnym posiadają również tonalite z Małych Karpat,



Rys. 2. Diagram wariacyjny dla składu normatywnego skał karpackiej prowincji magmowej
 Рис. 2. Вариационная диаграмма нормативного состава пород карпатской магмовой провинции
 Fig. 2. Variation diagram of mineral norms for the Carpathian magmatic province

Tabela 5

Miejsce występowania	Plagioklaz	Mikroklin	Kwarc	Biotyt	Aksesoria	% An w plagiokl.
Bachowice	57,4	2,3	21,7	18,3	0,3	29
Barwałd	57,7	—	24,8	17,0	0,4	28
Woźniki	52,1	12,0	32,6	1,0	0,3	32

z ok. Bratysławy. Zawierają one: plagioklazu 52,6—63,7% obj., mikroklinu 0—5,7, kwarcu 21,8—25,8, biotyту 13,3—23,9 i apatyту 0,3—0,6% (p. J. Koutek, V. Zoubek, 1936, s. 27).

Druga skała głębinowa Bachowic jest, jak już wspomniano, melano kratyczną odmianą właściwego diorytu o c. i. (ang. „colour index“) przewyższającym cyfrę 40, a za tym przynależną do meladiorytu (p. F. H. Hatch, A. K. Wells i M. K. Wells, 1949, s. 258) lub appinitu. Spośród podobnych skał występujących w analogicznej asocjacji z tonalitami, najbardziej zbliżonymi składem mineralnym (obj.) są meladioryty z Małych Karpat (J. Koutek, V. Zoubek, l. c.). Porównanie konstytucji mineralnej tych skał z meladiorytem bachowickim uwidacznia następująca tabela 6.

Tabela 6

Miejsce występowania	Plagioklaz	Amfibol	Kwarc	Epidot	Prenit	Biotyt	Aksesoria (gł. tytanit)
Bachowice	42,8	53,1	ślady	1,6	1,0	—	1,5
Bratysława I	43,6	49,9	3,1	—	—	0,8	2,1
„ II	42,1	43,1	—	4,6	—	0,4	1,4

Godnym uwagi jest przy tym fakt, że meladioryty okolic Bratysławy w porównaniu z tonalitami reprezentują odmiany ilościowo zupełnie podrzędne, widoczne w nielicznych punktach, jako resztki zbazyfikowanej pokrywy. Istnieje zatem analogia również i z częstością występowania meladiorytów względem tonalitów w Bachowicach.

V. Ogólne wnioski

Odmienna geneza skał wulkanicznych i plutonicznych Bachowic skłania do odrębnego rozpatrzenia wniosków jakie wysuwają się przy analizie danych przytoczonych w części opisowej.

1) Dla skał wulkanicznych najbardziej interesującymi problemami wydają się być: kwestia środowiska erupcji, wiek erupcji, pozycja tektoniczna i pokrewieństwo chemiczne law, wzgl. produktów ich rozpylenia.

Aby określić środowisko erupcji, które dostarczyły law spilitowych i produktów piroklastycznych należy wziąć pod uwagę szereg następujących pozytywnych i negatywnych wniosków, przemawiających za podmorskim typem erupcji, wzgl. morskim środowiskiem sedymentacji materiałów piroklastycznych. Z pozytywnych konkluzji wymienić należy:

a) karbonatyzacja, poprzedzona albityzacją i leptochlorytyzacją, widoczna nie tylko w spilitach lecz również w kryształach i ułamkach ciasta skalnego. Procesy te na wielką skalę możliwe są jedynie w środowisku wodnym, zatrzymującym i pochłaniającym produkty ekshalacji wulkanicznych, a zwłaszcza bezwodnik węglowy i alkalia.

b) Silna desintegracja, m. i. granularna lawy na skutek raptownej kontrakcji wywołanej zetknięciem się gorącej lawy z wodą. Dowodem na to mogą być b. liczne, ostrokrawędziste ułamki ciasta skalnego.

c) Powłoczki adsorbcyjne getytu i hydrohematytu na ziarnach piasku i pyłu wulkanicznego, wytrącającego elektrostatycznie dodatnio naładowane zole wodorotlenków żelaza. Te ostatnie przynajmniej w części pochodzą z ekshalacji podmorskich.

d) Trwała asocjacja z jaspisami i wapieniami strąconymi na drodze chemicznej, pod wpływem podwyższenia się temperatury wody, jej bużenia i wyziewów alkalicznych (jony NH_4^+ , Na^+ itp.), odciągających CO_2 z wody morskiej.

e) Laminacja, tekstury gradacyjne i zaburzenia w uławiceniu wywołane falowaniem, wzgl. prądami dennymi.

f) Wielkościowa, a nawet jakościowa, segregacja materiału piroklastycznego, wlezonego niekiedy na duże odległości przez prądy denne (por. ze słabą segregacją w chmurze erupcyjnej).

g) Kontakt tufitu z morskimi osadami wapiennymi, zawierającymi skamieniałości przewodnie.

Z wniosków negatywnych, popierających m. i. koncepcję powstania tufów w wyniku erupcji podmorskich przytoczę:

a) brak obwódek opacytowych na biotytach, powstających w wypadku wybuchu subaerycznego drogą egzotermicznych reakcji utlenienia przy zetknięciu się z powietrzem.

b) Nieobecność zmian w strukturze brzeżnych części ułamków law (np. lapilli), tj. brak szklistych lub afanitycznych obwódek, powstających pod wpływem zetknięcia się stopu magmowego z tak słabym przewodnikiem ciepła jakim jest powietrze.

Reasumując należy stwierdzić, że podmorski charakter erupcji w osadach fliszowych Lasu Bachowskiego wydaje się być pewnym. Warunki batymetryczne wybuchu są trudne do ustalenia gdyż podane w opisie petrograficznym (np. tufitów popiołowych) zjawiska sedymentacyjne powstawać mogą zarówno pod działaniem falowania jak i dennych prądów morskich. Do osadów nerytycznych należy niewątpliwie wapień kontaktujący z tufitem.

Wiek law spilitowych i produktów klazmatycznych musiał być bardzo zbliżony (por. brekcje tufitowo-lawowe, str. 225), jakkolwiek występowanie okruchów lawy spilitowej w tufitach wyraźnie świadczy o ogólnie nieco wcześniejszym jej powstaniu. Ścisłejsze ustalenie wieku możliwe było dzięki przypadkowemu znalezieniu dwóch okazów obejmujących kontakt tufitu ze skałą wapienną, bogatą w skamieniałości przewodnie.

Wapień z kontaktu z tufitem posiada budowę pelitową i barwę zielonawoszarą do żółtoszarej. Zawiera on liczne, dobrze zachowane skorupki otwornic, jak *Globotruncana*, *Dentalina* i in.; szczątki skorup inoceramów oraz kolce jeżowców. Niektóre przekroje otwornic, wg ustnej

informacji prof. M. Książkiewicza, należą do przewodniej dla górnego turonu i senonu formy *Globotruncana lapparenti lapparenti*. Okruchy opisanego wapienia o średnicy do 2 cm tkwią w tuficie piaskowym, równocześnie zaś ziarna piasku wulkanicznego są niekiedy wyraźnie wgłębione w masę wapienną. Oba te zjawiska świadczą o niezupełnie stwardniałej, lecz zwięzłej konsystencji mułu wapiennego w czasie sedymentacji tufitu. Istniejący zatem hiatus pomiędzy okresami sedymentacji wapieni i tufitów musiał być zupełnie krótki. Wskazuje na to również bogactwo wapieni i spoiwa kalcytowego skał tufowych będące niewątpliwie w związku z dalszą kontynuacją warunków sprzyjających ożywionej sedymentacji węglanu wapnia. Sam tufit wykazuje wyraźną segregację wielkościową i obok mniej lub więcej zkalcytowanych „kryształów” plagioklazów i ułamków ciasta skalnego zawiera w mniej więcej równej proporcji domieszkę drobnoziarnistego piasku kwarcowego pochodzenia terrigenicznego. Wśród okruchów ciasta skalnego przeważają struktury typu felzytowego, nie brak jednak i okruchów spilitów, zmetasomatyzo- wanych rudami, kalcytem i subst. leptochlorytowymi. Spoiwo tufitu złożone jest z kalcytu i wodorotlenków żelaza, tworzących również i w tym przypadku obwódki na ziarnach piasku. Okruchy piasku wulkanicznego nie wykazują nawet śladów otoczenia. Brak płaszczyzn poślizgu, zwłaszcza na powierzchniach granicznych szczelin w wapieniu wypełnionych tufitem, wyklucza możliwość infiltracji materiału tufowego w tektonicznie zbrekcjowany wapień.

Na podstawie podanego związku wiekowego skał kontaktujących sądzić można, że dolną, maksymalną granicą wieku tufitu był górny turon, wzgl. dolny senon. Drugą, górną, minimalną granicę wieku, stanowi dan-paleocen, okres powstania pstrych łupków i zielonawych margli, zawierających już w sobie bloki tufitów i innych skał egzotycznych.

Jednakowego wieku są poznane wcześniej a identyczne z bachowickimi (A. Gaweł, M. Książkiewicz, 1936) tufity z Bugaja, tkwiące również w pstrych łupkach i marglach (por. M. Książkiewicz, 1951, s. 81). Zbliżony lub analogiczny okres powstania przypisywany jest przez M. V u a g n a t'a (1946) spilitom Alp szwajcarskich (strefa d'Arosa i Basse Engadine), a mianowicie pocenomański i przedtrzeciorzędowy. Górnokredowymi lub środkowokredowymi są wg Steinmanna (1927) spility i ich zmetamorfizowane odpowiedniki, tj. część ofiolitów Alp, Apeninów i gór Dýnarskich.

Pozycja tektoniczna omawianych wybuchów wulkanicznych w Karpatach posiada niewątpliwie analogie do obserwowanych w innych obszarach fałdowych. Genetycznie erupcje w górach fałdowych powiązane są przede wszystkim z przeobrażeniem się reżimu geosynklinalnego w fałdowy. Na granicach antyklinoriów i synklinoriów, w wyniku różnokierunkowych i jednokierunkowych lecz nie jednakowo szybkich ruchów, powstają strefy osłabienia i spękań. Strefy te, w pierwszym rzędzie, są wykorzystywane przez magmę mającą tym sposobem ułatwioną migrację. Wydobywanie się law w skrzydłowych partiach antyklinoriów (w tym stadium rozwoju tworzących często łańcuchy wysp po rozciągłości geosynkliny) odpowiada jednemu lub kilku cyklom działalności wulkanicznej. Cykl taki zazwyczaj rozpoczyna się lawami zasadowymi a kończy na kwaśnych derywatach dyferencyjnych. Chemizm tych law wg G. Stei-

mann'a (1927) jest w dużym stopniu uzależniony od poziomu erupcji co znowuż stoi w łączności z ogólnym charakterem ruchów tektonicznych w obszarach fałdowych. Wśród wyróżnionych przez tego autora trzech typów zjawisk magmowych: *abyssalnego* (intruzje ultrazasadowych i nieodróżnionych magm w górotworach płaszczowinowych), *hypabyssalnego* (intruzje i ekstruzje zasadowych i cz. ultrazasadowych, zróżnicowanych magm w górotworach złuskowanych) i *nerytalnego* (nerytycznego), ten ostatni zdaje się najbardziej zbliżać do typu erupcji poznanych w Bachowicach. Polega on w zasadzie na wylewach law słabo kwaśnych, jak porfirytów, melafirów, spilitów, wraz z tufami, w łączności z facją nerytyczną lub hemiabyssalną sedymentów i przyporządkowany jest górotworom fałdowym bez płaszczowin i silniejszego złuskowania. Iniekcje magmy typu abyssalnego i hypabyssalnego częste zwłaszcza w Alpach, Apeninach i g. Dynarskich występują tam zwykle w łączności z osadami hyp- lub euabyssalnymi i tworzą spąg nadległych płaszczowin. W związku z ruchami tych płaszczowin skały magmowe tamtejszych iniekcji uległy z reguły przeobrażeniu w ofiolity. Podobne ofiolity, zwłaszcza względem alpejskich, występują w Karpatach w postaci bloków egzotycznych, znanych tylko z osadów serii magurskiej (T. Wieser, 1952).

Pokrewieństwo chemiczne law bachowickich wynika nie tylko z racji ich współwystępowania. Istniejące na pozór duże rozbieżności pomiędzy głównymi lawami Bachowic, tj. bazaltem uralitowym i spilitem w rzeczywistości wywołane są wtórnymi procesami metasomatycznymi, jak albityzacja, kalcytyzacja czy getytyzacja spilitów. Do pierwotnego składu magmy zbliżają się zatem najbardziej wyniki analizy bazaltu uralitowego. Mówią one po odpowiednim przekalkulowaniu na normatywny skład mineralny, że chemizm tej skały jest typowo alkaliczno-wapienny, znamieny przesyceniem krzemionką (Ol i Ne = O; Q = 1,6) i przewagą norm zarówno Ab jak i An nad Or. Pośrednie stanowisko bazaltu z Bachowic (podobnie jak i in. bazaltów z obszarów fałdowych) względem dwóch głównych typów magm bazaltowych, tj. bazaltu trappowego, związanego występowaniem z obszarami płytowymi i bazaltu alkalicznego czyli t. zw. subbazaltu, właściwego dla wulkanów wewnętrznego Pacyfiku, uwydatnia załączone zestawienie tabelaryczne 7. Podane w tabeli

Tabela 7

Rodzaj skały	Q	Ne	Or	Ab	An	Di	Hy	Ol	R
Bazalt trappowy	5,5	—	4,2	21,3	22,6	19,5	20,5	—	5,7
Bazalt alkaliczny	—	—	6	27	20	17	13	6	11
Bazalt uralitowy	1,6	—	5,4	26,9	17,2	19,9	20,9	—	7,1

składy normatywne bazaltu trappowego i alkalicznego wyliczone zostały ze średniej analiz trappów dekańskich (11 analiz), wzgl. law wulkanów archipelagu Hawaui (56 analiz), które najdokładniej zbliżają się do średnich z wszystkich wykonanych analiz skał tych rodzajów magm.

Tak jak ważnym jest stanowisko chemiczne bazaltu uralitowego wśród magmatyków bachowickich z punktu widzenia komagmatyzmu, pozycja spilitu przybiera szczególne znaczenie pod względem petrogenetycz-

nym. Na tej skale możliwym było prześledzenie, w sposób najbardziej wyraźny wszystkich zasadniczych procesów przeobrażeniowych. Objęły one również i luźne produkty erupcji jednakowoż w bardziej ograniczonym zakresie. Z procesów tych na pierwszy plan wysuwa się albityzacja, której wyjaśnieniu liczni badacze poświęcili wiele trudu. Jedni z nich, jak A. Wells (1923, s. 70), łączyli wybitnie sodowy charakter spilitów z pierwotnym chemizmem magmy, dającej pełny szereg deferencjacyjny: keratofir kwarcowy — keratofir — spilit. Inni zgodnie wyrażali przypuszczenie, że albityzacja wiąże się z rozpadem plagioklazów pod wpływem roztworów zawierających węglan sodowy. Źródła tych roztworów szukano albo wśród poza magmowych wód regionalnego pochodzenia (Sundius, 1930), w wodzie morskiej (Gilluly, 1935) albo w wodach pomagmowych. Ostatni pogląd oparty na autometasomatozie (autohydratyzacji) spilitów podziela większość badaczy, a m. i. również i Eskola (1939, 1946), który na drodze eksperymentalnej udowodnił możliwość istnienia t. zw. reakcji spilitowej pod działaniem roztworów z Na_2CO_3 . Działalność tę, w przypadku wylewów podmorskich, ułatwia tworzenie się trudniej przepuszczalnych skorup na szybko stygnącej lawie jak i ciśnienie nadległego słupa wody, zatrzymujących w lawie lotne składniki. Nie wykluczonym wydaje się być również oddziaływanie soli sodowych zawartych w wodzie morskiej, silnie ogrzanej lawą i ekshalacjami wulkanicznymi.

Podobieństwo chemiczne materiałów piroklastycznych względem law bachowickich możliwym jest do przedstawienia jedynie na drodze paralelizacji składu mineralnego lub cech strukturalnych. Wyłączywszy okruchy spilitów w tufitach pozostałe luźne produkty erupcji należą do law o odmiennym chemizmie. Obecność we frakcji „kryształowej“ takich minerałów jak plagioklaz, biotyt, sanidyn, kwarc obok piroksenów i amfiboli świadczą o riodacytowym, dacytowym lub andezytowym charakterze petrograficznym skał wyjściowych. Podobnie typy struktur ułamków ciasta skalnego jak budowa felzytowa do mikrogranitowej, sferolitowa, mikropoikilitowa, trachitowa, pilotaksytowa, hialopilitowa i nawitowa należą do najpospolitszych w obrębie riodacytów, dacytów, andezytów, wzgl. ich odpowiedników przeobrażonych (porfiry, porfiryty itp.). Struktura mikropoikilitowa jest typową dla keratofirów lub albitofirów kwarcowych, występujących często w asocjacji ze spilitami. Zawartość substancji anortytowej w plagioklazach nie przekracza 46% (por. z 57% An w bazalcie uralitowym), zaś w analogicznym tuficie bugajskim 44% (p. A. Gawęł, 1936, s. 602) a wyjątkowo 51% (p. str. 231). Podobny skład posiada również większość plagioklazów w porfiryście kwarcowo-biotytowym z Lanckorony, opisanym mikroskopowo przez prof. A. Gawęła (l. c., s. 591).

W związku z tym wydaje się być najbardziej prawdopodobnym, że kwaśne derywaty dyferencjacyjne magmy bazaltowej stanowiły w pierwszym rzędzie dacyt wzgl. porfiryt kwarcowy (typu shastaitowego, z andezytem jako głównym rodzajem plagioklazu) i w mniejszym stopniu riodacyt wzgl. jego przeobrażony odpowiednik tj. porfir lub albitofir kwarcowy.

2) Odnośnie skał głębinowych Bachowic skąpość posiadanego materiału nie pozwala na wysnuwanie daleko idących wniosków. W poprzed-

nich rozdziałach podkreślone zostało pokrewieństwo chemiczne tonalitów bachowickich z innymi tonalitami poznanymi z egzotyków skał prakarpackich jak również z intruzji w Małych Karpatach, Tatrach, górach Hnileckich i in. masywach krystalicznych Karpat. Podobnie zwrócona została uwaga na znaczenie asocjacji tonalitu z meladiorytem, która obok spotykanej szlirowatości tonalitów bachowickich przemawia za ich brzeżną pozycją (w pobliżu strefy bazyfikacji) w obrębie intruzji. Problem hercyńskiego wieku tonalitów bachowickich, podobnie jak i innych tonalitów i granitów karpackich pozostaje nierozstrzygniętym i wymaga dalszych studiów.

Reasumując przytoczone wnioski należy zauważyć, że zebrane materiały w Bachowicach pozwoliły stwierdzić istnienie w obrębie Karpat Zachodnich górnokredowych erupcji wulkanicznych, tworzących pełny cykl magmowy. Cykl ten rozpoczęły spokojne wylewy lawy spilitowej a zakończyły wybuchy typu paroksyzmalnego law należących do kwaśniejszych derywatów dyferencyjnych. Wielkie bogactwo innych skał egzotycznych, zarówno magmowych jak i osadowych, współwystępujących z lawami i tufami, wytłumaczyć można wg prof. M. Książkiewicza (1951, s. 76) w sposób następujący: „...do osadu pstrych łupków dostał się rumosz zwietrzelinowy, pochodzący z jakiejś skałki sterczącej wśród morza“. Skałka ta stanowiła zapewne część wału wynurzającego się pod koniec kredy.

LITERATURA

1. T. Barth, C. Correns, P. Eskola (1939): Die Entstehung der Gesteine, Berlin 1939. — 2. P. Eskola (1946): Kristalle und Gesteine, Wien 1946. — 3. A. Gaweł i M. Książkiewicz (1936): Porfiryty z Karpat Zachodnich. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, T. XII, Kraków 1936. — 4. F. H. Hatch, A. K. Wells, M. K. Wells (1949): The Petrology of the Igneous Rocks, London 1949. — 5. J. E. A. Kania (1929): Precipitation of limestone by submarine vents, fumaroles and lavaflows. *The Am. Journ. of Sc.*, Vol. 18 (218), v ser., New Haven 1929. — 6. J. Koutek, V. Zoubek (1936): List Bratislava 4758. *Knihovna St. Geol. Ust. Č. S. R.*, Sv. 18, Praha 1936. — 7. S. Kreuz (1927): Granit der Prakarpaten..., *Bull. de l'Acad. Pol. d. Sc. et d. Let.* Nr 7A, Kraków 1927. — 8. M. Książkiewicz (1951): Objasnienia do ark. Wadowice. Ogólna Mapa Geol. Polski w skali 1 : 50 000, wyd. P. I. G., Warszawa 1951. — 9. J. Nytko-Bocheńska (1950): Przyczynki do petrografii gór Hnileckich (Spisko-Gemerskich). *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, Tom XX, z. 1—2, Kraków 1950. — 10. P. Radziszewski (1924): O granitach karpackich. *Prace Pol. Inst. Geol.*, T. I, z. 2—5 Warszawa 1924. — 11. G. Steinmann (1927): Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *Comptes rend. d. 1. XIV-e session d. Congr. Géol. Int. en Espagne 1926*, 2 fasc., Madrid 1927. — 12. N. Sundius (1930): On the Spilitic Rocks. *The Geol. Mag.*, Vol. 67, No I, London 1930. — 13. E. Tietze (1891): Beiträge zur Geologie von Galizien. *Jahrb. d. k.-k. geol. Reichsanst.*, Bd. 41, H. 1, Wien 1891. — 14. M. Vuagnat (1946): Sur quelques diabases suisses. — Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. *Schw. Min. u. Petr. Mitt.*, Bd XXVI, H. 2, Zürich 1946. — 15. A. K. Wells (1923): The Nomenclature of the Spilitic Suite. Part. II. The Problem of the Spilites. *The Geol. Mag.*, Vol. 60, No II, London 1923. — 16. T. Wieser (1950): Egzotyki krystaliczne w kredzie śląskiej ok. Wadowic. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, T. XVIII, Kraków 1950. — 17. T. Wieser (1952): Ofiolit z Osielca. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, T. XXI, Kraków 1952.

РЕЗЮМЕ

Первый, который описал баховицкие экзотики, был Е. Тиеце (E. Tietze 1891, с. 24). Среди магматических пород этот исследователь выделил границы

и проблематические туфовые породы. В последние годы выяснением стратиграфической и тектонической позиции местонахождения в Баховицах занялся проф. М. Ксёпжкевич (M. Książkiewicz 1951, с. 76) которому автор обязан за наличный исследовательский материал.

Экзотики Баховского Леса выступают в виде камней или глыб величиной от нескольких сантиметров до метра и выше в диаметре. Отсутствие следов механической обработки и значительных изменений выветривания на их поверхности указывают на короткий период воздействия факторов выветривания, на сильно сокращенную дорогу транспорта и быструю седиментацию. Условия этого рода легче всего даются связать с кратковременной абразией морского берега.

Осадки, в которых описываемый экзотический материал седиментировал, состоят из красных, зеленых и серых глинистых сланцев, а также зеленоватых сланцевых мергелей. Присутствие гальки сенонских известняков в сланцах, род микрофауны фораминифер сланцев и подстилающих мергелей свидетельствует о их принадлежности к датскому или палеоценскому ярусу. (см. Ксёпжкевич 1951 ст. 78). Пестроцветные сланцы и мергеля представляют составную часть подсилезской серии. Тектонически они входят в состав чешуи Радочи-Баховского Леса, тектонического элемента, принадлежащего к покрову подсилезскому (М. Ксёпжкевич, ст. 214).

Магматические породы Баховиц возможно поделить на две группы пород:

1. вулканические (эффузивные) породы
2. плутонические (интрузивные) или глубинные.

В первом пределе этих групп являются породы представляющие продукты полного цикла вулканических извержений. К ним принадлежат пирокластические материалы в общем дацитового химического состава, спилитовые лавы и базальтовые породы. Несомненно, к наиболее обычным среди магматических баховицких экзотиков принадлежат туфовые породы (около 80% всех баховицких магматических пород). Эти пирокластические продукты извержений возможно классифицировать в зависимости от состава отдельных гранулометрических фракции сыпучих материалов и содержания терригенических примесей на следующие категории: а) брекчии туфитово-лавовые, в) лапиллиевые туфиты, с) туфы и песчаные туфиты и d) туфы и пепловые туфиты.

Туфитово-лавовые брекчии — это породы полимиктовые, в состав которых входят неокатанные фрагменты спилитов, туфитов и рекристаллизованных известняковых пород. Цементирующий материал составляют прежде всего кальцит, гидраты окиси железа и глинистая субстанция. В состав обильной примеси входят зерна терригенического кварцевого, кварцитового или роговикового псефита и псаммита. Аналогичная степень дезагрегации спилитовых лав и туфитов указывает на тесную вековую связь обеих этих механически неустойчивых пород.

Лапиллиевые туфиты — это мономиктовые брекчии, в которых неокатанные фрагменты спилитовой породы достигают максимальной величины до 2 ст т. е. размеры соответствующие зернам т. называемым лапилли. Структура обломков спилитовой лавы микролитовая или апоинтерсертальная. Текстура — миндалевидная. Цементирующим материалом является главным образом панксеноморфный кальцитовый агрегат. Отсутствие обломков более

кислых порфиритовых пород указывает на раннее образование лапиллиевых туфитов.

Песчанистые туфиты Баховиц в характерном виде представляют породы красно-коричневой окраски с фиолетовым оттенком. Гранулометрический анализ обломочных составных частей обнаружил перевес фракции мелко-или среднезернистого вулканического песка, в состав которого входят главным образом «кристаллы» (структура литокристаллокластическая). Среди этих последних количественно превосходит сильно плагиоклаз, по составу принадлежащий к щелочному андезину (до 46% Ап). Кроме того реже выступают санидии, кварц и биотит. Среди обломков лавы чаще всего выступают кусочки фельзитовой структуры. Однако присутствуют также примеры структур сферолитовой, микропойкилитовой, трахитовой, пилотакситовой, гиалопилитовой, навитовой, микролитовой и спилитовой (апоинтерсертальной). Присутствие фрагментов лав спилитовой структуры может быть доказательством более раннего излияния спилитов. Равно как «кристаллы» так и обломки излившихся пород, обычно в разной степени, подверглись альбитизации и кальцитизации. Всеобщей является также гетитизация преимущественно обломков основных лав. Цементирующее вещество базального или частично крустификационного и коррозионного типа составляет обыкновенно крупнозернистый агрегат кальцита с примесью гидратов окиси железа. Очень приближенное образование к песчанистым туфитам из Баховского Леса имеют похожие туфиты из соседняго Грабошицкого Леса и из Бугая вблизи Ланцкороны (см. А. Гавел (Gawel) и Ксёнжкевич (Książkiewicz) 1936 с. 602)

Переходную позицию в отношении следующей категории пепельных туфов и туфитов занимают песчанисто-пепельные туфиты. Обломки «кристаллов» и излившейся массы находятся здесь в высшей степени дисперсии и во второстепенном количестве по отношению к пепельной массе. Эта последняя, за исключением редких обломков сдевитрификованной стекловидной массы состоит главным образом из продуктов видоизмененного клазматического материала, как субст. глинистых, кремнистых (хальцедон), гидратов окиси железа, кальцита и более редкого цеолита и делессита. В пределах «кристаллической» фракции обращает внимание присутствие амфибола, однако значительно реже выступающего по сравнению с биотитом. Среди различаемых здесь структур в обломках лав исключительно обычной есть фельзитовая структура. Цементирующее вещество этих туфитов состоит или из преобразованных продуктов или из кальцита, которого грубое зерно решает об образовании структуры типа «*Fontainbleau*» (пойкилокластическая).

Туфы и пепельные туфиты — породы плотные с мелкой ламинацией и плоскораковинчатым изломом, свидетельствующим об исключительной мелкозернистости и гомогенном составе. Под микроскопом появляется прекрасно отличенная градационная структура (англ. *graded texture*), подчеркнутая более сильной диффузией гидратов окиси железа в полосах мельчайшего зерна. Минеральный состав туфов, пепельных туфитов несложный. Рядом со сдевитрификованными обломками стекловидной массы обнаруживаются микролиты или обломки «кристаллов» плагиоклаза, биотита и частиц фельзитовой структуры. Примесь терригенического материала нормально ничтожная. Их составляют глинистые субстанции, гидратные окиси алюминия и часть гидратных окисей железа. В некоторых разновидностях туфитов появляется в большом количестве хальцедоновый кремнезём (силифицированные пепельные туфиты) и карбонат кальция. Одна из таких смешанных пород — туфовый из

вестняк отличается почти полной альбитизацией и кальцитизацией обломков «кристаллов» и излившейся массы фельзитовой структуры. Примесь пирокластического материала т. е. песку и вулканической пыли размещена в рассеянной форме или же регулярных интеркаляции. Строение известняков есть субкластическое или нодулярное.

Большое количество известняков выпавших химически, а находящихся в сопровождении с экзотиками вулканических пород, легко выяснима частым явлением преципитации известняков в связи с подморскими извержениями. Другой причиной выпадения CaCO_3 может быть бушевание морской воды и щелочные испарения. В совокупности с известковыми и туфитовыми породами появляются также вкладки кремневых пород типа ясписов краснокоричневого цвета. Кремнезём этих пород происходит вероятно из кальцитизации обломков лав и подморских эксгаляций.

В пользу подморского характера вулканических извержений в Баховицах, кроме поданных выше ассоциаций с известняками и ясписами, выступает ряд других равно положительных как и отрицательных выводов. Из положительных выводов привожу следующие:

1) Карбонатизация с предшествующей альбитизацией и лептохлоритизацией заметная в спилитах и в «кристаллах», а также в обломках излившейся массы. Эти процессы на широкую шкалу возможны лишь только в водной обстановке, задерживающей и поглощающей продукты вулканических эксгаляций, а особенно углекислый газ и щелочи.

2) Сильная дезинтеграция лав м. пр. гранулярная вследствие внезапной контракции вызванной соприкосновением горячей лавы с водой.

3) Абсорбтивные оболочки гетита и гидрогематита на зернах вулканического песка и пыли, выделяющего электростатически положительно заряженное золи гидратов окиси железа. Эти последние, хотя бы частично происходят из подморских эксгаляций.

4) Ляминация, градацийные текстуры и нарушение в напластовании вызванное волнами или же донными течениями.

5) Сегрегация относительно величины зерна и даже качественная пирокластического материала, уносимого иногда на большие расстояния донными течениями (ср. со слабой сегрегацией в эруптивной туче).

6) Контакт туфита с морскими известковыми осадками содержащими руководящие окаменелости.

Из отрицательных выводов, подтверждающих тоже понятие о происхождении туфов вследствие подморских извержений, привожу следующие:

1) Отсутствие опачитовых кайм на биотитах, возникающих в случае субъаэрического извержения способом экзотермических реакций окисации при соприкосновении с воздухом.

2) Отсутствие изменений в структуре краевых частей обломков лав (нпр. лапилли) т. е. недостаток стекловидных и афанитических оболочек, возникающих под влиянием соприкосновения магмы с таким слабым проводником тепла как воздух.

Подводя итоги, следует подтвердить, что подморской характер извержения во флишевых отложениях Баховского Леса кажется наверно. Батиметрические условия трудно определить, так как напр. очевидные в пепельных туфах седиментационные явления могут возникнуть равно как под действием волн так и под действием донных морских течений. К перитическим отложе-

ниям принадлежат между тем несомненно известняк, находящийся на контакте с туфитом.

Век туфитов и несколько раньше образовавшихся спилитовых (встречающихся в виде обломков в туфитах) пород удалось в приближении определить, благодаря случайной находке двух образцов, включающих в себе контакт туфита с известковой породой обильной руководящими окаменелостями. Известняк с места контакта с песчаным туфитом имеет целитовую структуру и содержит обильно скарлупки фораминифер *Globotruncana*, *Dentalina* и др., а также обломки иноцерамовых скорлуп и иглы морских ежей. Некоторые поперечные шлифы фораминифер по определению проф. Ксёнкевича принадлежат к руководящим для верхнего турона и нижнего сенона формы *Globotruncana lapparenti*. Песчанистый туфит с контакта, рядом обыкновенных для него «кристаллов» плагиоклаза и обломков массы (гл. обр. фельзитовой), содержит обильно зерна терригенного кварцевого песку. Цементирующее вещество состоит из кальцита и гидратов окиси железа. Кроме указанной максимальной границы века — верхний турон-нижний сенон, другая минимальная граница века туфитов выплывает из факта, что глыбы туфитов находятся в пестроцветных сланцах и зеленоватых мергелях. Век этих образований, по данным фаунистическим, соответствует эпохам дан — палеоцен. Одновозрастными с баховицкими считаются раньше констатированные туфиты местности Бугая (А. Гавел и М. Ксёнкевич 1936) находящиеся тоже в пестроцветных сланцах и мергелях (см. Ксёнкевич 1951 с. 81).

Тектоническая позиция описываемых вулканических извержений в Карпатах имеет несомненно аналогии наблюдаемые в других складчатых районах. Извержения в складчатых горах генетически связаны прежде всего с преобразованием геосинклинального режима в складчатый. На границах антиклинорий и синклинорий, вследствие движений в разных направлениях, или в одном направлении, но не одинаковой скорости, образуются зоны ослабления и трещин. Эти зоны в первую очередь используются магмой, имеющей этим способом облегченную миграцию. Извержение лав в крыловых частях антиклинорий соответствует обыкновенно одному или нескольким циклам вулканической деятельности. Цикл такой нормально начинается основными лавами, а кончается кислыми дифференциационными дериватами. Химизм лав, согласно Г. Штейнману G. (Steinmann 1927), в большей степени зависит от зоны извержения, что опять стоит в связи с общим характером тектонических движений в складчатых районах. Среди выделенных этим исследователем трех типов магматических явлений, извержения неритального типа приближаются более всего к описываемым из Баховиц. Опираются они в основном на извержения слабокислых лав, как порфиритов, меляфиров, спилитов в совокупности с туфитами и неритической или полуабиссальной фацией осадочных пород. Тектонически они приурочены складчатому, но без надвигов и сильной чешуйчатости, горам. Химическую позицию пирокластических пород из Баховиц трудно точно определить на основании лишь только химического анализа (см. табл. 1). Судя только по самому минеральному составу, или же по структурным приметам обломков лав, в состав рыхлых продуктов извержений вошли породы принадлежащие к целому циклу магматической дифференциации. Рядом же с обломками основной спилитовой лавы обломки пород фельзитовой, сферолитовой, микропойкилитовой, трахитовой, пилотакситовой, гиалопилитовой и навитовой структуры свидетельствуют о присутствии пород типа риодацитов, дацитов, а также их видоизмененных эквивалентов, как порфи-

ров и кварцевых кератофириров (с микропйкритовой структурой массы), а также порфириров. Это предположение подтверждается составом «кристаллической» фракции, составленной из таких минералов, как плагиоклаз, биотит, санидин, кварц, рядом более редких пироксенов и амфиболов. Наличие анортитовой субстанции в плагиоклазах, не превышающей 46%, находим тоже в бугайских туфитах и в кварцево-биотитовом порфирите из Ланцкороны А. Гавел, М. Ксёнкевич). Сильный перевес этого типа плагиоклазов в «кристалловой» фракции баховицких туфитов указывает главным образом на дацитовой (типа шаптаитового) или-же порфиритовый химизм исходных пород.

Особенное значение среди описанных туфовых пород имеют сплошные вулканические породы как известные, из нескольких отдельных образцов, спилитовые лавы и из одного образца уралитовый базальт.

Спилиты, макроскопически представляют породы в общем серого цвета с более или менее обильными миндалями. В микроскопическом шлифе обращает внимание прекрасно образованная апоинтерсертальная структура. Главная составная часть породы, плагиоклаз подвергся здесь почти полной метасоматозе через альбит в сообществе кальцита, делессита, хальцедона или цеолита. Первоначально своим составом соответствовал он кислому лабрадору с максимальным содержанием 56% Ан. Вторичный альбит имеет едва 9—10% Ан. Сохраняющиеся в интерстициях между балками полевого шпата зерна пироксена подверглись полной псевдоморфизации через гетит в сообществе хальцедона и лейкоксена. Похожие преобразования обняли тоже стекловидную массу, которая вместе с микролитами перешла в комплекс гетита, кальцита, делессита, хальцедона и др. минералов. Выполнение вакуол (миндалей) производит кальцит и частично делессит.

Уралитовый базальт, в противоположность к спилитам, есть твердая и сплошная порода, однообразного темно-серого цвета, лишенная признаков внутренних видоизменений. Под микроскопом становится очевидной голокристаллически-порфировая и монофировая структура характерная появлением фенокристаллов энстатита в голокристаллической массе. Самая масса состоит по большей части из зерен плагиоклаза и авгитового пироксена с мелкой только примесью обыкновенной роговой обманки (горнбленды) и биотита. Содержимое анортитовой субстанции в плагиоклазах не превышает здесь 57%. Из добавочных и второстепенных минералов следует упомянуть актинолит, тремолит, кварц, кальцит, апатит и ильменит. Из процессов преобразующих автогидратизационных, достойных внимания, является уралитизация энстатита и авгита роговой обманкой. Вообще малый предел этих преобразований позволяет предполагать, что эта порода в противоположность к спилитам происходила из более внутренних частей извержений, или-же из дайки доводящей, т. е. мест находящихся обычно на некоторой дистанции от дорог циркуляции альбитизирующих (с Na_2CO_3) растворов.

Наличие обломков спилитовой лавы в туфитах и туфитово-лавовых брекчиях позволяет предполагать, что спилиты своим возрастом соответствуют более ранним этапам вулканической деятельности. Приближенный или тот самый период происхождения М. Вианат (Vignat, 1946) приписывает спилитам швейцарских Альп (зона Д'Ароза и Басс Энгадин — d'Arosa и Basse Engadin), а именно послеценоманский и предтретичный. Верхнемеловыми или среднемеловыми по Штейнману (C. Steinmann 1927) считаются спилиты и их метаморфизированные эквиваленты; т. е. часть альпийских, апенинских и динарских офиолитов.

Химическое сродство баховицких лав исходит не только по поводу их совместного появления и сходства в первоначальном составе (нпр. $\%$ Ан в плагиоклазах). Имеющиеся с виду большие расхождения между главными лавами из Баховиц т. е. уралитовым базальтом и спилитом (см. табл. 2 и 3) в действительности вызваны вторичными метасоматическими процессами, как альбитизация или гетитизация спилитов. К первичному составу магмы приближаются таким образом более всего результаты анализа уралитового базальта. После соответствующей калькуляции на нормативный минеральный состав оказывается, что химизм этой породы есть типично щелочно-известковый характерный насыщением кремнезёма (OI и $Ne = O; Q = 1.6$) и перевесом норм равно Ab как и An над Or (см. осевую диаграмму для уралитового базальта, рис. 1b). Посредственную позицию базальта из Баховиц, равно как и других базальтов из районов складчатых гор, относительно двух главных типов магм т. е. трансового и щелочного базальта (суббазальта) делает наглядным табл. 7.

2) Плутонические породы. Из глубинных пород, встречаемых в Баховском Лесу, отличаются только две разновидности: обыкновенный тоналит и редкий меладiorит.

Тоналит породе разномзернистая или же незначительно порфиристая средне и крупно зернистая и гипидиоморфической зернистой структуры. Самую главную его составную часть образует плагиоклаз, переполненный продуктами автогидратизации и обрастаемый на соприкосновении с зернами микроклина более кислыми оболочками содержащими 20—23% Ан. Максимальный $\%$ анортитовой субстанции в зернах плагиоклаза не превышает 28—29. Калиевым полевым шпатом есть здесь микроклин, лишенный вовсе идиоморфизма. Решётчатая структура проявляется в нём слабо. Идиоморфический по отношению к микроклину кварц содержит обильные включения жидкости, апатита, рутила и биотита. Волнистое угасание и мозаичная структура кварца слабо авансированы в своем развитии. Биотит с субгедральными контурами создает охотно на контактах с кварцем т. н. биотитовые мirmekиты. В партиях нехлоритизованных появляется сильный плеохроизм в окрасках: X — светло-желтовато-серая, Y, Z, — коричневая с красным оттенком. Из второстепенных минералов самыми частыми являются титанит и магнетит. Вообще следует подчеркнуть относительно незначительные преобразования в девторическом периоде, слабую альбитизацию, а также спокойную кристаллизацию ненарушенную колебаниями температуры и концентрацией составных частей. Об этом свидетельствует правильное образование двойников и отсутствие отчетливой зональности в плагиоклазах.

Процентный минеральный состав тоналита из Баховиц подан на табл. 5, а вычисленный из химического анализа молекулярный состав нормативных минералов табл. 4. В последнем составе обращает внимание богатство гиперстеновой молекулы (Hu), стоящее в тесной связи с высоким присутствием биотита в тоналитовой породе. Дальнейшую интерпретацию молекулярного состава и химическую позицию баховицкого тоналита легче всего представит прилагаемая вариационная диаграмма (рис. 2.) Конструкция этой диаграммы опирается на 36 известных анализах гранитовых пород из карпатской магматической провинции. Намеченные величины мол. $\%$ минеральных норм, а также молекулярных частных SiO_2 , допустили констатировать, что существуют как будто два крайних типа магм. Один из них характеризует высокое содержание нормативного кварца (Q), среднюю ортоклаза (Or) и относительно малую альбита (Ab).

Другой фельдшпатизированный тип магмы отличается более низким содержанием кварца за счет увеличенного количества альбита и фемичных нормативных минералов. Разногласие этого рода в комагматизме дается легче всего истолковать согласно с идеями трансформистов, разницеми в литологическом составе комплексов осадочных пород перед их гранитизацией. Первый вид магмы и так мог возникнуть из серии седиментов более богатых в псаммитовые породы т. е. главным образом в кварц, между тем для другого основой были осадки с перевесом пелитовых пород т. е. с более высоким содержанием глинки и щелочи. Баховицкий тоналит своим химизмом более всего приближается к первому типу магм. Высшие от обыкновенных оценок для O_2 и H_2O соединяются с несколько заавансированной базификацией тоналита. Некоторое химическое родство относительно породы из Баховиц имеют, приближенные своими слабо кислым характером, "граниты", Татр со Средняго Горычкового и из Кралован над Оравой (33). Очень похожие в своем объемном минеральном составе тоже тоналиты Малых Карпат описанные И. Коутком и В. Зубком из окрестностей Братиславы (1936. с. 27), а также известные среди экзотиков тоналиты из Барвалда (см. Т. Визер 1950 с. 44).

Известный только из одного образца меладiorит — темно-серозеленая среднезернистая, массивной текстуры, порода. Главными составными частями есть плагиоклаз и амфибол. Плагиоклаз относительно амфибола является отчетливо идиоморфический, что при большей сетевой энергии амфибола указывало бы на несколько раньше начатую кристаллизацию плагиоклаза. Незначительно ускоренные процессы преобразования плагиоклазов покоятся на эпидотизации и пренитизации. Натрие-кальциевые полевые шпаты химически принадлежат к кислым битовнитам с 74—75% Al_2O_3 . Амфиболом, в меладiorите, есть обыкновенная роговая обманка и в значительно меньшей степени сине-зеленая (барроизит) и актинолитовая.

Объемный минеральный состав баховицкого меладiorита определен на основании планиметрических измерений вместе с его эквивалентами из Малых Карпат (см. И. Коутек и В. Зубек 1936, с. 27) подается в табл. 6. Меладiorиты из Братиславы равно как и баховицкий меладiorит представляют в сравнении с тоналитами, разновидности количественно вполне подчиненные и составляющие остатки сбазифицированного покрова.

Должна быть подчеркнута ассоциация тоналита с меладiorитом среди баховицких экзотиков, равно как и шпироватость богатых в биотит тоналитов выступает в пользу береговой позиции (вблизи зоны базификации) экзотических пород в пределе интрузии. Проблема возраста этих интрузий равно как и других встречаемых в районе Карпат не была вполне разрешена.

Обобщая, следует заметить, что собранные материалы в Баховицах позволили констатировать существование в округе Западных Карпат верхнемеловых (сеноманские?) вулканических извержений создающих полный магмовый цикл. Цикл этот начался спокойными излияниями спилитовой лавы, а кончился извержениями пароксизмального типа, принадлежащих к более кислым дифференциальным дериватам. Большое богатство других экзотических глубинных и осадочных пород, выступающих вместе с лавами и туфами возможно выяснить согласно проф. М. Ксёнкевичу (1951 с. 76) следующим способом: "..... к осадкам пестроцветных сланцев достался обвал выветривания, происходящий из какой то торгащей среди моря скалы., Эта скала составляла наверно часть вала, всплывающего под конец мелового периода.—"

SUMMARY

Abstract. Among the exotic blocks of Bachowice (Subsilesian series) in the Wadowice district, dacitic tuffs and tuffites, and spilites of Upper Cretaceous age, a basalt and a few, granodioritic and dioritic rocks have been analysed and described.

The first description of the Bachowice exotics was given by E. Tietze (1891, p. 24). Recognized by the latter author among magmatic rocks alone were granites and questionable tuffaceous rocks. In recent years the problem of explaining the stratigraphic and tectonic position of the Bachowice find was taken up by Prof. M. Książkiewicz (1951, p. 76), to whom the author is indebted for nearly all of the research material that has come into his possession.

The exotics from the Bachowice Forest occur in the form of stones or blocks, the diameter of which ranges from several centimetres to more than a metre. The absence of any traces of mechanical fashioning, as well as of considerable weathering changes on their surface, indicate a short period of action of the weathering agencies, a highly shortened route of transport, and rapid sedimentation. Such conditions can be most easily associated with seacoast abrasion of short duration. The sharply angular shape of the blocks and small stones, together with their frequently weak compactness (cf. the tuffaceous rocks), exclude the possibility of any considerable displacement whatever prior and subsequent to sedimentation, e. g., in connection with tectonic dislocations.

The sediments in which the described exotic material was deposited are red, green, and gray argillaceous shales and greenish schistose marls. The occurrence of Senonian limestone pebbles in the shales, and the foraminiferous microfauna of the shales and underlying marls are evidence that by age they belong to the Danian or the Palaeocene (M. Książkiewicz 1951, p. 78). The mottled shales and marls are a component part of the sub-Silesian series. Tectonically they enter into composition of the Radocza-Bachowice Forest scale, a tectonic element belonging to the sub-Silesian nappe (M. Książkiewicz 1951, p. 214).

The magmatic rocks of Bachowice can be divided into two groups:

1. volcanic rocks,
2. plutonic or abyssal rocks.

1. Volcanic rocks

Represented within the first of these groups are rocks which are the product of a full cycle of volcanic eruptions. Included here are pyroclastic materials of a generally dacitic chemical composition, spilitic lavas, and basaltic rock. Tuffaceous rocks undoubtedly belong to the most common of the Bachowice magmatic exotics (c. 80% of all the Bachowice magmatic rocks). These pyroclastic products of eruption may be classified, depending on the composition of the separate dimensional fractions of loose materials and the content of terrigenous admixtures, according to the following categories: a. tuffitic-lava breccias, b. lapilli tuffites, c. arenaceous tuffs and tuffites, d. cinereous tuffs and tuffites. The quoted tuffaceous rocks, especially their last-mentioned category, produce all possible

intermediate forms through mixed rocks to pure limestones and jasperous rocks, precipitated chemically.

Tuffitic-lava breccias are polymictic rocks, composed of sharply angular fragments of spilites, tuffites, and recrystallized calcareous rocks. The cementing material consists chiefly of calcite, iron hydroxides, and clayey substances. Present in the character of a quantitatively quite high admixture are grains of terrigenous psephte and psammitite, both being quartzose, quartzitic, or cherty. The analogical degree of disaggregation of the spilitic lavas and tuffites indicates a close relationship with regard to age of these two mechanically indurable rocks.

Lapilli tuffites are monomictic breccias in which the angular fragments of spilitic rock attain a maximal size of 2 centimetres, i. e., dimensions peculiar to the so-called lapilli. The texture of the fragments of spilitic lava is microlitic or apointersertal. The structure is amygdaloidal. The cementing material is a panxenomorphic calcitic aggregate with an admixture of fine fragments of volcanic dust and sand, as well as leptochloritic and clayey substances, and ores. The absence of fragments of more acid rocks, porphyritic ones, seems to indicate an earlier origin of the lapilli tuffites, most probably by means of disaggregation of the external parts of spilitic streams under the influence of rapid contraction, caused by the contact of hot lava with water.

Arenaceous tuffites of Bachowice, in their typical development, are rocks of red-brown colour with a violet shade, more or less distinctly laminated. A granulometric analysis of the clastic components demonstrated a predominance of the fraction with fine-grained and medium-grained volcanic sand, composed chiefly of „crystals“ (lithocrystalloclastic texture. Among the latter there is a very strong predominance of plagioclase which has the composition of a basic andesine (up to 46% of An). Also discovered was the rarer sanidine, quartz, and biotite. Among the fragments of lavas, the most frequent are ones that have the felsitic texture of a rock matrix. There is no lack, however, of examples of a texture that is spherulitic, micropoikilitic, trachytic, pilotaxitic, hyalopilitic, navitic, microlitic, and spilitic (apointersertal). The presence of lava fragments of a spilitic texture may be proof of the earlier origin of spilitic outflows. Both the „crystals“ and the fragments with the rock matrix are usually, in various degrees, albitized and calcitized. Also common is goethitization, especially of fragments of basic lavas. The cementing material of a basal type, or partly of a crustification and corrosion type, is usually composed of a coarse-grained aggregate of calcite with an admixture of iron hydroxides. The goethite is distributed on the sandgrains either in the form of a single, continuous coating, or else several coatings, separated from one another by calcite. This seems to indicate an interrupted, rhythmical precipitation of CaCO_3 , probably in connection with several redepositions of the clastic material. A development that very closely resembles that of the arenaceous tuffites from the Bachowice Forest, characterizes the similar tuffites from the nearby Graboszyce Forest and from Bugaj near Lanckorona (cf. A. Gaweł and M. Książkiewicz 1936, p. 602).

An intermediate position in regard to the following category of cinereous tuffs and tuffites is occupied by a **arenaceous-cinereous tuff**

fites. Here the fragments of „crystals“ and rock matrix have a generally higher degree of dispersion and their quantity is inferior to that of the ash mass. The latter, apart from some rare fragments of devitrified glaze, is chiefly composed of alteration products of the clasmatic material, such as clayey and siliceous substances (chalcedony), iron hydroxide, calcite, and the rarer zeolite and delessite. Within the „crystal“ fraction noticeable is the presence of amphibole; it is, however, considerably rarer than biotite. Among the textures distinguished in the lava fragments, exceptionally common is the felsitic texture. The cementing material of these tuffites consists either of alteration products, or of calcite, the coarse grains of which determine the formation of a structure of the Fontainebleau type (poikiloclastic, in Russian terminology).

Cinereous tuffs and tuffites are compact rocks with fine lamination and a planiconchoidal fracture, the latter being proof of an exceptionally fine grain and homogenous composition. Under the microscope there comes to view an excellently visible graded bedding, emphasized by the stronger diffusion of iron hydroxides into bands with the finest grain. The mineral composition of the cinereous tuffs and tuffites is simple. Apart from devitrified fragments of glass, visible are micro-lites or fragments of „crystals“ of plagioclase and biotite, and bits of a matrix with a felsitic texture. The admixture of terrigenous material is normally insignificant; it is composed of clayey substances, aluminium hydroxides, and part of the iron hydroxides. In some varieties of tuffites there appears a large quantity of chalcedonic silica (silicified cinereous tuffites) and calcium carbonate. One of such complex rocks, tuff-limestone, is distinguished by the almost complete albitization and calcitization of the fragments of „crystals“ and rock matrix with a felsitic texture. The admixture of pyroclastic material, i. e., volcanic sand and dust, is distributed in a dispersed form, or else as regular intercalations. The structure of the limestones is subclastic or nodular.

The large amount of limestones precipitated chemically and accompanying the exotics of volcanic rocks is easily explainable by the frequent precipitation of limestones in connection with submarine eruptions. J. Kania (1929, p. 347) has demonstrated that great quantities of limestone can be precipitated merely under the influence of a temperature-rise produced in water by heat generated by lava and fumaroles. Another cause of CaCO_3 precipitation can be the turbulence of sea-waters and alkaline exhalations that withdraw CO_2 from water. In connection with the limestones and tuffaceous rocks, there also occur intercalations of siliceous rocks, belonging to the type of jaspers; their colour is red-brown. The silica of these rocks was probably produced by the calcitization of lava fragments and from submarine exhalations.

Apart from the above-mentioned association with limestones and jaspers, a number of other conclusions, both positive and negative, support the submarine character of the volcanic eruptions at Bachowice. The following positive conclusions may be quoted:

1. Carbonatization, preceded by albitization and leptochloritization, visible in the spilites and „crystals“, and in the fragments of rock matrix. These processes are possible on a large scale only in an aqueous me-

dium which retains and absorbs the products of volcanic exhalations, particularly carbon dioxide and alkalis.

2. Strong desintegration (granular, etc.) of the lava in consequence of rapid contraction caused by the contact between hot lava and water.

3. Adsorptive coatings of goethite and hydrohaematite on the grains of volcanic sand and dust, precipitating electrostatically the positively charged colloids of iron hydroxides. The latter owe their origin, partly at least, to submarine exhalations.

4. Lamination, graded structures and disturbances in bedding, caused by wave-motion or sea-bottom currents.

5. Quantitative and even qualitative segregation of the pyroclastic material, dragged along great distances by sea-bottom currents (cf. with the slight segregation in an eruption cloud).

6. Contact between the tuffite and calcareous marine sediments containing index fossils.

Quoted are the following negative conclusions, also supporting the conception that the tuffs owe their origin to submarine eruptions:

1. Lack of opacite borders on the biotites; they are formed, in case of a subaerial eruption, by means of exothermic oxidizing reactions upon coming into contact with air.

2. Absence of changes in the structure of the marginal parts of lava fragments (e. g., lapilli), i. e., lack of vitreous and aphanitic borders which are produced under the influence of contact between a fused magmatic mass and such a weak heat-conductor as air.

Summing up, it must be stated that the submarine character of the eruptions in the Flysch sediments of the Bachowice Forest seems to be certain. It is difficult to ascertain what were the bathymetric conditions, inasmuch as, for instance, the sedimentation phenomena noticeable in the cinereous tuffs may have been produced both under the influence of wave-motion and that of sea-currents. On the other hand, the limestone contacting with the tuffite undoubtedly belongs to neritic sediments.

Owing to the chance discovery of two specimens including the contact between a tuffite and a limestone rich in index fossils, the author succeeded in determining approximately the age of the tuffaceous rocks and the somewhat earlier spilitic ones (occurring in fragments in the tuffites). The limestone in contact with the arenaceous tuffite has a pelitic texture and contains numerous shells of foraminifers, such as *Globotruncana*, *Dentalina*, and others, and also shell remnants of inocerami and spines of sea-urchins. According to determinations made by M. Książkiewicz, some of the sections of foraminifera belong to *Globotruncana lapparenti*, an index form for the Upper Turonian and the Senonian. Apart from its usual content of plagioclase „crystals“ and fragments of rock matrix (chiefly a felsitic one), the arenaceous tuffite from the contact zone contains comparatively numerous grains of a terrigenous quartzose sand. The cementing material of the tuffite is composed of calcite and iron hydroxides. The shape and arrangement of the limestone fragments with *Globotruncana* in the tuffite indicate a probably short hiatus between the sedimentation period of the limestone and that of the tuffite. Apart from the above-mentioned maximal age limit (i. e., Upper Turonian-Lower Senonian), another age limit, the minimal

one, is deducible from the fact that blocks of tuffite occur in mottled shales and greenish marls. The age of these formations, according to faunistic data, corresponds to the epochs: Danian-Palaeocene. Of equal age are the tuffites from Bugaj, discovered earlier and identical with those from Bachowice (A. Gaweł, M. Książkiewicz 1936); they are also imbedded in mottled shales and marls. (M. Książkiewicz 1951, p. 81).

The tectonic position of the discussed volcanic eruptions in the Carpathians is undoubtedly analogical to those observed in other folded regions. Genetically the eruptions in folded mountains are associated, above all, with the transformation of a geosynclinal system into a folded one. Zones of weakness and jointing are created at the boundaries of anticlinoria and synclinoria as the result of divergent or unidirectional movements of unequal velocity. Such zones, first of all, are utilized by the magma, the migration of which is thus facilitated. The emergence of lavas in the marginal parts of the anticlinoria usually corresponds to one or several cycles of volcanic activity. Such a cycle begins, as a rule, with basic lavas and terminates with acid differentiation derivatives. According to G. Steinmann (1927), the chemical composition of lavas is largely dependent upon the eruption level, this again being associated with the general character of tectonic movements in folded regions. Among the three types of magmatic phenomena distinguished by the latter investigator, eruptions of the neritic type resemble most closely those discovered at Bachowice. Fundamentally they consist in the outflowing of slightly acid lavas, such as porphyrites, melaphyres, and spilites, in connection with tuffs and the neritic or hemi-abysal facies of sediments. Tectonically they belong to folded mountains without nappes.

The chemical position of the pyroclastic rocks from Bachowice is not easy to determine on the basis of a chemical analysis alone (cf. Table 1). The fact is that apart from a various petrographical composition of the lava fragments, the results of the analyses can be highly influenced by far-advanced alteration changes of the clasmatic material, its partial qualitative segregation in an aqueous medium, and an admixture of sediments of terrigenous origin. Judging only from the mineral composition or structural features of the lava fragments, it must be assumed that rocks belonging to the whole cycle of magmatic differentiation have entered into the composition of the loose products of eruption. Besides bits of basic spilitic lava, as a matter of fact, rock fragments of a felsitic, spherulitic, micropoikilitic, trachytic, pilotaxitic, hyalopilitic, and navitic texture point to the presence of rocks belonging to the type of rhyodacites, dacites, and andesites, or their altered equivalents, such as porphyries and quartzose keratophyres (with a micropoikilitic texture of the matrix), and porphyrites. Such a supposition is also confirmed by the composition of the „crystal“ fraction, consisting of such minerals as plagioclase, biotite, sanidine, and quartz, besides the rarer pyroxenes and amphiboles. A content of anorthitic substance in plagioclases not exceeding 46% exists also in the tuffites from Bugaj and in the quartz-biotite porphyrite from Lanckorona (A. Gaweł, M. Książkiewicz 1936). The strong predominance of this type of plagioclase in the „crystal“ fraction of the Bachowice tuffites indicates that the chemical composition of

the initial rocks had mainly a dacitic (shastaite type) or porphyritic character.

Apart from the described tuffaceous rocks, particular importance is attached to the solid volcanic rocks, such as the spilitic lavas discovered in several separate boulders, and the uralitic basalt known from one specimen only.

S p i l i t e s, macroscopically, are rocks of a generally grey colour, with more or less numerous white amygdules. In the microscopic picture attention is drawn to the beautifully developed apointersertal texture (a definition introduced by **B a s c o m**). This type of aphyric texture consists in an alteration of the whole rock mass into an aggregate of secondary minerals; the intersertal texture, however, is preserved. The principal constituent of the rock, plagioclase, has been subjected here to almost complete metasomatism through albite, in the company of calcite, delessite, chalcedony, or zeolite. Originally, by its composition, it corresponded to acid labradorite with a maximal content of 56% An. Secondary albite has barely 9—10% An. The pyroxène granules imbedded in the interstices between the feldspar lamellae have undergone complete pseudomorphosis through goethite, accompanied by chalcedony and leucocene. Similar alterations have also affected the glass which together with the microlites has been converted into the aggregate of goethite, calcite, delessite, chalcedony, and other minerals. The vacuoles (amygdales) are filled with calcite and partly delessite. The processes of calcitization and delessitization are undoubtedly later ones with regard to albitization and goethitization. Apart from the above-mentioned definition of spilite, the proper name for the investigated rock could also be: diabasic amygdaloid.

U r a l i t i c b a s a l t, contrary to spilites, is a hard and compact rock of a uniform dark-grey colour, devoid of any signs of internal alterations. Under the microscope there is brought to view a holocrystalline-porphyrific and monophyric texture, characterized by the occurrence of phenocrysts of enstatite in a holocrystalline matrix. The rock matrix itself consists mainly of granules of plagioclase and augitic pyroxene with only a small admixture of common hornblende and biotite. Here the content of **anorthitic substance in the plagioclases** does not exceed 57%. Of additional and accessory constituents, the following must be enumerated: actinolite, tremolite, quartz, calcite, apatite, and ilmenite. Among the alteration processes, autohydratation ones, noteworthy are uralitization of enstatite and augite, and biotization of common hornblende. The generally small range of these alteration suggests that the above-mentioned rock, in contrast with spilites, had its origin in the more internal parts of the outflows, or else in an adherent dyke, i. e., places usually located at a certain distance from the circulatory channels of albitizing solutions (with Na_2CO_3).

The presence of fragments of spilitic lava in tuffites and tuffitic-lavic breccias suggest that with regard to their age the spilites correspond to the earlier stages of volcanic activity. A similar or the same age is ascribed by **M. V u a g n a t** (1946) to spilites in the Swiss Alps (d' Arosa and Base Engadine zone), i. e., post-Cenomanian and pre-Tertiary. According to **S t e i n m a n n** (1927), spilites and their metamorphosed equivalents i. e.,

part of the ophiolites of the Alps, the Appenines, and the Dinaric Alps, are of Upper Cretaceous or Middle Cretaceous age.

The chemical relationship of the Bachowice lavas results not only from their co-occurrence and similarity in the original mineral composition (e. g., the An percentage in plagioclases). The apparently great discrepancies existing between the principal Bachowice lavas, i. e., between the uralitic basalt and the spilite (cf. Tables 2 and 3), are produced, as a matter of fact, by secondary metasomatic process, such as albitization, calcitization or geothitization of the spilites. Therefore, most similar to the original composition of the magma are the results of an analysis of the uralitic basalt. They demonstrate, after a suitable recalculation to a normative mineral composition, that the chemical character of the latter rock is typically basic-calcareous, distinguished by supersaturation with silica (Ol and $Ne=O$; $Q=1,6$), and a predominance of both the Ab and An norms over that of Or (cf. the axial diagram for uralitic basalt, Fig. 1b). Table 7 shows the intermediate position of the Bachowice basalt, as well as that of other basalts from folded regions, with regard to the two principal types of magmas, i. e., trapp-basalt and sub-basalt.

The problem of the original chemical composition of spilite, characterized by a very high sodium content (cf. Fig. 1a, Ab norm = albite), has occupied many investigators who have advanced highly divergent conceptions regarding the genesis of spilites. In recent years most investigators share the opinion propounded by E s k o l a (1939, 1946) who proved experimentally the possible existence of the so-called spilite reaction under the influence of solutions containing Na_2CO_3 . This action of the autometasomatic type is facilitated, in the case of submarine outflows, by the formation of crusts of small permeability on rapidly cooling lava, and the pressure of the overlying water column; these agencies retain the volatile constituents in the lava.

2. Plutonic rocks

Of the deep-seated rocks occurring in the Bachowice Forest, only two varieties have been studied; the common tonalite and the rare meladorite.

Tonalite is an even-grained or slightly porphyric rock, with a generally medium or coarse grain and a hypidiomorphic-granular texture. Its most important constituent, plagioclase, is overfilled with autohydration products and overgrown, at the contact with granules of microcline, with more acid rims containing 20—23% of An (so-called reaction rims). The maximal percentage of anorthic substance in the plagioclase granules does not exceed 28—29. In this case the potassium feldspar is microcline, completely devoid of idiomorphism. The „cross-hatched“ texture in it is but weakly developed. The quartz, idiomorphic with regard to microcline, contains numerous inclusions of fluid, apatite, rutile, and biotite. Undulatory extinction and a mosaic-like texture of the quartz are rather little advanced in their development. Biotite with subhedral outlines, at the contact-lines with quartz, readily forms the so-called biotite-myrmekites. In the parts that are not chloritized, there occurs a strong pleochroism in the colours: X — bright yellowish-grey; Y, Z — brown with a red shade. Of accessory minerals, the most frequent are titanite and ma-

gnetite. In general, pointed out should be the comparatively slight alterations in the deuteric period, weak albitization, and undisturbed crystallization, untroubled by oscillations of the temperature or of the concentration of the constituents. This is indicated by the normal development of twinning and the absence of distinct zonation in the plagioclases.

The percentage mineral composition of the tonalite from Bachowice is shown in Table 5, while Table 4 gives the molecular composition of normative minerals, calculated from the chemical analysis. In the latter composition attention is drawn to the abundance of the hypersthene molecule (Hy), this being in close connection with the high biotite content in the tonalite rock. The further interpretation of the molecular composition and the chemical position of the Bachowice tonalites is best illustrated by the appended variation diagram (Fig. 2). The construction of this graph is based on 36 known analyses of granitic rocks from the Carpathian magma province. The included values of the molecular percentages of mineral norms, and of the molecular quotients of SiO_2 , made possible the conclusion that there are two as extreme types of magma. One of these types is characterized by a high content of normative quartz (Q), a medium content of orthoclase (Or), and a comparatively low content of albite (Ab). Another type of magma, a more feldspathized one, is characterized by a lower quartz content at the expense of an increased quantity of albite and femic normative minerals. Such a discrepancy in comagmatism is most easily explainable, in accordance with the conceptions of transformists, by differences in the lithologic composition of complexes of sedimentary rocks prior to their granitization. The first kind of magma could have been formed, therefore, from a series of sediments richer in psammitic rocks, i. e., chiefly in quartz, while the foundation for the other kind were, e. g., sediments with a predominance of pelitic rocks, i. e., with a higher content of alumina and alkalies. The Bachowice tonalite, by its chemical composition, resembles most the first type of magma. The values for Or and Hy, higher than the average, are associated with a somewhat advanced basification of the tonalite. A certain chemical relationship with regard to the Bachowice rock is displayed by Tatra „granites“ from Pośredni Goryczkowy (4) and from Kralowany on the Orawa River (33); they resemble the former by their weakly acid character. Very similar in their volumetric mineral composition are also the tonalites of the Little Carpathians, described by J. K o u t e k and V. Z o u b e k from the vicinity of Bratislava (1936, p. 27), as well as the tonalites from Barwałd, discovered in exotics (T. W i e s e r 1950, p. 44).

Known only from a single specimen, the meladiorite is a dark grey-green, medium-grained rock with a massive structure. Its main constituents are plagioclase and amphibole. The plagioclase is distinctly idiomorphic with regard to the amphibole; taking into account the greater lattice energy of the amphibole, this would indicate a somewhat earlier beginning of crystallization of the plagioclase. The little advanced alteration processes of the plagioclases consist in epidotization and prenitization. Chemically the soda-lime feldspars belong to acid bytownites with 74—75% of An. The amphibole in the meladiorite is common hornblende and, in a considerably smaller degree, blue-green hornblende (barroisite) and actinolitic, hornblende. The succession of the varieties of am-

phiboles is consistent with their normal sequency within the various zones of retrogressive metamorphism. Apart from the above-mentioned supergenic minerals such as epidote and prenite, and the genetically associated therewith light micas, albite, and quartz, the above-mentioned rock contains numerous accessory minerals: titanite, magnetite, and ilmenite. Rutile and apatite recede to the position of inclusion minerals, frequent especially in amphiboles. Utilization of the designation of meladiorite is motivated by the abnormally high content of ferric constituents, considerably exceeding the arbitrary limit of 40% by volume for diorites proper (F. H. Hatch, A. K. Wells, M. K. Wells 1949, p. 258). Another quite frequently used term for such varieties of syenites and diorites enriched in amphibole, is the name: appinite.

Table 6 shows the volumetric mineral composition of the Bachowice meladiorite, together with its equivalents from the Little Carpathians (J. Koutek, V. Zoubek 1936, p. 27), calculated on the basis of planimetric measurements. The meladiorites from Bratislava, in a similar manner as the Bachowice meladiorite, represent, in comparison with the the tonalites, varieties that are quantitatively altogether subordinate, constituting the remains of a basified covering.

The noteworthy association of the tonalite with the meladiorite among the Bachowice exotics, the same as the seggregational character of the tonalites abounding in biotite, points to a marginal position (near the zone of basification) of exotic rocks within the intrusions. The problem of the age of these intrusions, similarly as of others encountered in the Carpathians, has not been fully solved.

Summing up, it must be noted that the materials collected at Bachowice allowed the author to discover in the Western Carpathians the existence of Upper Cretaceous (Senonian) volcanic eruptions, forming a complete magmatic cycle. This cycle was begun by undisturbed outflows of spilitic lava, and terminated by eruptions of a paroxysmal type, of lavas belonging to the more acid differentiation derivatives. The great abundance of other exotics, plutonic, and sedimentary rocks, coexistent with the lavas and tuffs, are explainable, according to M. Książkiewicz (1951, p. 76), as follows: „...into a sediment of mottled shales there was introduced the weathered detritus derived from some rocky outcrop jutting up in the sea“. This outcrop probably was a part of a cordillera emerging towards the end of the Cretaceous.

OBJAŚNIENIA TABLICY IX

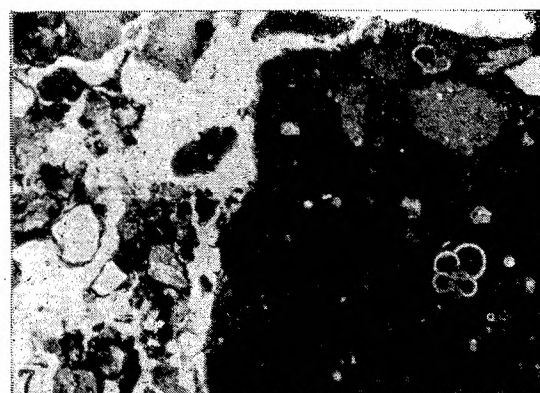
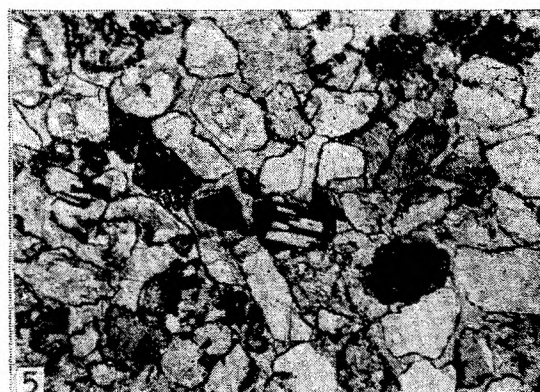
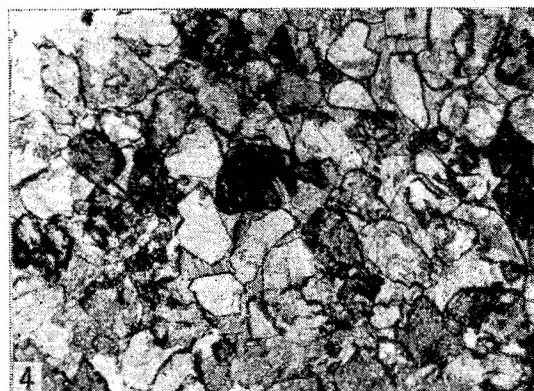
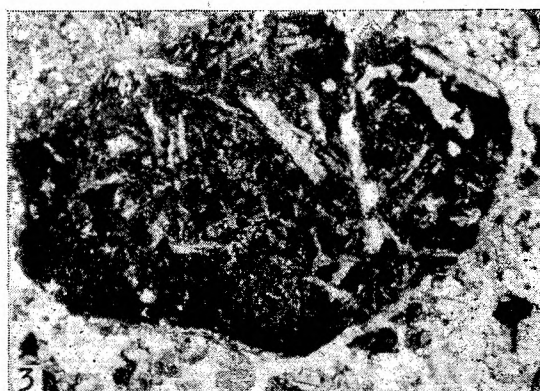
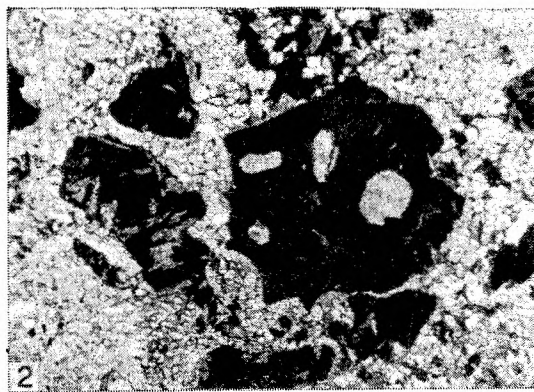
- Fig. 1. Brekcja tufitowo-lawowa. Duże ziarna kwarcu (białe pola), okruchy lawy spilitowej (ciemne pole z jasnymi żerdkami) i fragment wapienia tufowego (po prawej stronie obrazu) tkwią w pelitowym spoiwie z rzadkimi „kryształami“. Pow. 25 x.
- Fig. 2. Tufit lapillowy. Okruchy lawy spilitowej o budowie intersertalnej i mikrolitowej (centrum obrazu). Silna getytyzacja. Spoiwo kalcytowe. Pow. 25 x.
- Fig. 3. Tufit lapillowy. Lapilla spilitowa o strukturze od mikrolitowej do intersertalnej. Spoiwo kalcytowe (jasne pola). Pow. 25 x.
- Fig. 4. Tufit piaskowy. „Kryształy“ i okruchy law o budowie przeważnie felzytowej zlepione spoiwem kalcytowym. Pow. 25 x.
- Fig. 5. Tufit piaskowy. Jak wyżej. Na niektórych ziarnach plagiokлазу widoczne są początkowe stadia kalcytyzacji. Pow. 25 x.
- Fig. 6. Kontakt tufitu z wapieniem. Okruchy wapienia z *Globotruncana* i inoceramami (ciemne pola) tkwią w tuficie piaskowym. Pow. 25 x.
- Fig. 7. Kontakt tufitu z wapieniem. Jak wyżej.
- Fig. 8. Kontakt tufitu z wapieniem. Jak wyżej.

ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦЫ IX

- Рис. 1. Брекчия туфитово-лавовая. Крупные зерна кварца (белые пятна), обломок спилитовой лавы (темное пятно со светлыми полосками) и фрагмент туфового известняка (по правой стороне картины) торчат в пелитовом цементирующем материале с редкими кристаллами. 25 x.
- Рис. 2. Лапиллиевый туфит. Обломки спилитовой лавы интерсертальной и микролитовой структуры (середина картины). Крепкая гетитизация. Кальцитовый цементирующий материал. 25 x.
- Рис. 3. Лапиллиевый туфит. Спилитовые лапилли от микролитовой до интерсертальной структуры. Кальцитовый цементирующий материал (светлые пятна). 25 x.
- Рис. 4. Песчаной туфит. „Кристаллы,“ и обломки лавы преимущественно фельзитовой структуры. Кальцитовый цементирующий матерьял. 25 x.
- Рис. 5. Песчаной туфит. Как выше сказано. На некоторых зернах плагиоклаза видны первоначальные стadia кальцитизации. 25 x.
- Рис. 6. Контакт туфита с известняком. Обломки кальцита из *Globotruncana* и иноцерамы (темные пятна) торчат в песчаном туфите. 25 x.
- Рис. 7. Контакт туфита с известняком. Как выше сказано.
- Рис. 8. Контакт туфита с известняком. Как выше сказано.

EXPLANATION OF PLATE IX

- Fig. 1. Tuffitic-lavic breccia. Large grains of quartz (white fields), bits of spilitic lava (dark field with bright stripes), and fragment of tuffaceous limestone (at the righthand side of the picture), all imbedded in pelitic cementing material with rare „crystals“. 25 x.
- Fig. 2. Lapilli tuffite. Fragments of spilitic lava with intersertal and micro-litic texture (centre of picture). Strong goethitization. Calcitic cementing material. 25 x.
- Fig. 3. Lapilli tuffite. Spilitic lapilli with texture from microlitic to intersertal. Calcitic cementing material (bright field). 25 x.
- Fig. 4. Arenaceous tuffite. „Crystals“ and fragments of lavas, with texture that is mostly felsitic, stuck together with calcitic cementing material. 25 x.
- Fig. 5. Arenaceous tuffite. As above. On some plagioclase grains visible are initial stages of calcitization. 25 x.
- Fig. 6. Contact between tuffite and limestone. Fragments of limestone with *Globotruncana* and inoceramii (dark fields), imbedded in arenaceous tuffite. 25 x.
- Fig. 7. Contact between tuffite and limestone. As above.
- Fig. 8. Contact between tuffite and limestone. As above.



T. Wieser

